



Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées

Magali Delmas

► To cite this version:

Magali Delmas. Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. Géomorphologie. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 2009. Français. NNT: . tel-00519194

HAL Id: tel-00519194

<https://theses.hal.science/tel-00519194>

Submitted on 18 Sep 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées



Thèse présentée pour l'obtention du titre de
Docteur en Géographie par

Magali DELMAS

Le 24 novembre 2009 à la Sorbonne

Composition du jury :

Charles LE COEUR, professeur, université Paris 1 Panthéon-Sorbonne
Marie-Françoise ANDRÉ, professeur, université Clermont-Ferrand II
Didier BOURLÈS, professeur, université Aix-Marseille III, CEREGE
Yanni GUNNELL, maître de conférences, université Paris 7 Diderot
Philippe SCHOENEICH, professeur, université Joseph-Fourier, Grenoble

Directeur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

*Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne
École doctorale de géographie de Paris
Laboratoire de géographie physique UMR-CNRS 8591*

Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées

Thèse présentée pour l'obtention du titre de
docteur en Géographie

par

Magali DELMAS

Le 24 novembre 2009

Le jury est composé de :

Charles LE COEUR, professeur, université Paris 1 Panthéon-Sorbonne
Marie-Françoise ANDRÉ, professeur, université Clermont-Ferrand II
Didier BOURLÈS, professeur, université Aix-Marseille III, CEREGE
Yanni GUNNELL, maître de conférences, université Paris 7 Diderot
Philippe SCHOENEICH, professeur, université Joseph-Fourier, Grenoble

Directeur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

Remerciements

Cette thèse est née d'une envie et d'une opportunité. L'envie de prolonger par une recherche les nombreuses balades en montagnes au cours desquelles la géomorphologie a souvent suscité et animé les conversations. L'opportunité de participer au programme « Relief » de l'INSU, coordonné par Yanni Gunnell et Marc Calvet, qui m'a réellement permis de concrétiser ce projet. Il est temps maintenant de remercier tous ceux qui m'ont accompagné au cours de ces quatre dernières années.

Je remercie Charles Le Cœur d'avoir accepté de diriger cette thèse. Merci pour l'aide, la confiance et la très grande liberté que vous m'avez accordé. Merci pour votre lecture attentive du manuscrit et les nombreuses remarques qui l'ont accompagné. Je remercie également les membres du jury d'avoir répondu favorablement à l'invitation qui leur a été faite : Marie-Françoise André, professeur à l'université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, Didier Bourlès, professeur à l'université Paul Cézanne Aix-Marseille III, Yanni Gunnell, maître de conférences à l'université Paris Diderot et Philippe Schoeneich, professeur à l'université Joseph Fourier de Grenoble.

Je remercie tous ceux qui ont produit ou contribué à produire les données présentées dans ce travail. Merci à Régis Braucher et Didier Bourlès du CEREGE pour les datations ^{10}Be et leur très grande patience pour répondre aux questions techniques concernant l'utilisation et l'interprétation des données cosmogéniques. Merci à Guy Jalut, Élise Van Campo, Thierry Otto et Jean Jacques Dedoubat pour leur accueil au laboratoire de palynologie de l'université Paul Sabatier à Toulouse. Merci à Pierre Giresse du laboratoire d'études des géo-environnements marins (LEGEM) à l'université de Perpignan pour les diffractométries sur les sédiments argileux de l'Ariège et de la Têt. Merci à Patrick Sorriaux pour sa disponibilité et les nombreux échanges concernant le remplissage karstique de Niaux-Lombrives, à Carlos Sancho et J.L. Peña de l'université de Zaragoza, à Valenti Turu i Michels de l'institut Marcel Chevalier en Andorre, pour la documentation bibliographique sur le versant espagnol, et à Martin S. Brook pour la documentation et les échanges concernant la morphométrie des cirques. Merci à Christian Giusti pour sa relecture attentive des passages sur l'histoire des théories glaciaires. Concernant les supports cartographiques, je remercie Christophe Jourdain du conseil général de l'Ariège et Guy Chapez de l'antenne IGN de Toulouse qui m'ont permis d'utiliser le scan 25 de l'Ariège ainsi que Dominique Janjou et Albert Autran du BRGM pour le fond numérisé de la carte géologique au 1/50 000 de Mont-Louis. Merci aussi à Serge Courbouleix pour le carton « paléoenlacements » extrait de la carte du Quaternaire des Pyrénées au 1/400 000.

Je dois remercier, très vivement, Yanni Gunnell et Marc Calvet qui m'ont accompagné dans l'écriture des deux publications situées en annexe. Ce travail en commun et la confrontation aux comités de lecture m'ont appris à aiguïser mes arguments, à affiner ma réflexion et, surtout, à remettre en cause mes certitudes. J'ai aussi appris à ne pas limiter mon horizon scientifique aux montagnes pyrénéennes et à intégrer ma thématique glaciaire dans un contexte géomorphologique et à des échelles spatio-temporelles plus larges.

Merci à l'AFEQ et à ses membres qui m'ont fourni l'occasion de présenter sur le terrain, en 2001, les premiers résultats de mon DEA puis, en 2009, les derniers développements de ma thèse. Les discussions avec Gérard Nicoud, Philippe Schoeneich, Michel Campy, Pascal Bertrand et bien d'autres m'ont été extrêmement profitables.

Je dois exprimer ma gratitude aux deux doyens successifs de l'UFR Lettres et Sciences Humaines, Bertrand Lemartinel et Martin Galinier, pour leur avis favorable, et au Conseil Scientifique de l'université de Perpignan qui m'a accordé une décharge de service, un an à 265 h puis deux ans à 192 heures. Cela m'a permis de travailler dans des conditions plus favorables qu'avec un service complet de PRAG. Je n'oublie pas bien sûr l'équipe de recherche JE 2522 Médi-Terra de l'université de Perpignan qui a financé les missions de terrain et les datations ^{14}C et le programme « Relief » de l'INSU « Résilience des paléoforces en contexte orogénique » qui a pris en charge les datations ^{10}Be .

Merci à Stéphanie Huc et Sylvain Abdulhak qui m'ont guidé dans les arcanes de Mapinfo et m'ont aidé à surmonter un certain nombre de problèmes informatiques. Votre dynamisme et votre enthousiasme de jeunes chercheurs ont stimulé mon envie de replonger dans le bain de la recherche après deux maternités et quelques années d'enseignement intensif. Merci aussi à Sylvie Brazes, secrétaire au département de Géographie et Aménagement de l'université de Perpignan, pour son aide à l'occasion de la mise en page sur Word.

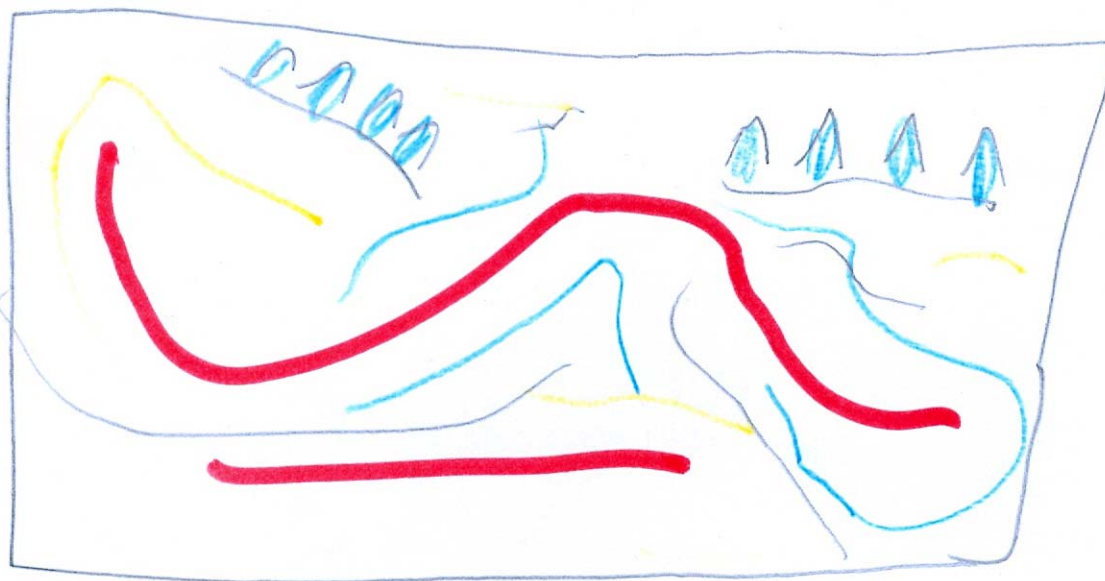
Je ne voudrais pas oublier aussi Kristel et Éric Mina de la chambre d'hôte « la Belle Ourse » en Ariège pour leur accueil chaleureux, juste au pied du verrou daté à 25 ka... et sous 1000 m de glace au Würm ! Je pense aussi avec reconnaissance au monsieur d'Allens qui, une après-midi d'août où il faisait près de 40°, m'a offert un grand verre d'eau fraîche et une place à l'ombre sous son noyer. Je sais gré aux ours pyrénéens, Cannelle, Melba, Boutsy, qui font parfois les poubelles derrière les maisons de Larcet et de Miglos, de m'avoir évité lorsque je grattais les coupes au fin fond des forêts de l'Aston.

Un grand merci à Marie-Claude et Roger Valès pour le rôle de grands-parents qu'ils ont rempli avec beaucoup de disponibilité, en occupant un certain nombre de semaines de vacances nos deux filles, Élisabeth et Violette, qui se sont initiées à la pêche, à l'agriculture et à l'élevage du mouton dans les hautes Corbières pendant que leur maman perfectionnait sa géomorphologie. Merci à Hélène et Guillaume Lacquement, toujours là quand on a eu besoin d'eux. Nos matinées communes dans les bains chauds de St Thomas et nos soupers sur la plage du Racou à la belle saison ont été l'exutoire bénéfique de longues journées passées devant l'ordinateur. Merci à Élisabeth et Violette qui, intriguées par les étranges dessins produits par leur maman, ont fini par apporter leur contribution au choix des couleurs sur les cartes des paléoenlacements.

Je voudrais, pour finir, accorder une mention très spéciale à Marc avec qui je partage depuis 15 ans un quotidien géomorphologique et familial. Merci en particulier pour les longues séances de massette et de burin sur les durs granites des verrous et des blocs erratiques pyrénéens. Merci aussi pour avoir servi d'échelle sur un certain nombre de photos présentées dans ce travail ; je découvre avec une certaine confusion qu'il y en a au final plus de vingt !

Rodès, le 27 septembre 2009

Le glacier de l'Ariège vu par Élisabeth à 7 ans



Sommaire

Introduction générale.....	7
- <i>Une recherche sur la variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire</i>	<i>9</i>
- <i>Une recherche sur la variabilité temporelle du rythme de l’érosion en contexte glaciaire</i>	<i>10</i>
- <i>Une recherche la chronologie des paléoenglacements quaternaires</i>	<i>11</i>
 PREMIERE PARTIE :	
Les cadres de l’étude	13
 Chapitre 1 : L’impact géomorphologique des glaciations quaternaires : approches historique et épistémologique	15
1-Antiglacialistes, ultraglacialistes et transactionnels.....	15
2- L’apport et les méthodes de la géomorphologie dynamique	18
3- Une géomorphologie des formes renouvelée	27
4. Quantifier la vitesse de l’érosion glaciaire	36
 Chapitre 2 : L’inscription des paléoenglacements dans l’espace est-pyrénéen	61
1- Le cadre morphostructural	61
2- L’emprise spatiale des paléoenglacements	67
3- La variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire	74
 DEUXIEME PARTIE :	
Le cadre spatio-temporel des paléoenglacements est-pyrénéens	85
 Chapitre 3 : La chronologie des paléoenglacements pyrénéens. État de la question	87
1- L’exception monoglacialiste	87
2- La réhabilitation du polyglacialisme	88
3- Le Würm : une nouvelle exception pyrénéenne ?	98
 Chapitre 4 : Méthodes de reconstitution des stades d’englacement : des chronologies relatives aux chronologies absolues	117
1- Cartographier les séquences de forme et reconstituer l’emprise spatiale des paléoenglacements	117
2- Des chronologies relatives aux chronologies absolues : dater les stades d’englacement	125
 Chapitre 5 : L’emprise spatiale des paléoenglacements quaternaires	149
1- Le bassin ariégeois	151
2- La façade méditerranéenne du domaine d’étude : le cas de la marge	

sud-est du massif du Carlit	218
Chapitre 6 : Le calendrier des stades d'englacement quaternaires	243
1- Chronologie des stades d'englacement würmiens : Le cas de la marge sud-est du massif du Carlit	243
2- Chronologie des stades d'englacement würmiens : Le cas du bassin glaciaire ariégeois	262
3- Éléments de chronologie pré-würmienne	288
TROISIEME PARTIE :	
Recherche sur la variabilité spatio-temporelle de l'érosion en contexte glaciaire	301
Chapitre 7 : Variabilité temporelle du rythme de l'érosion au cours du dernier cycle glaciaire : le cas de la marge sud-est du massif du Carlit	303
1- Le cadre de l'étude	304
2- Une quantification fondée sur la méthode volumique	307
3- Les résultats	315
4- Discussions	319
Chapitre 8 : Morphométrie des cirques et variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire quaternaire dans l'est des Pyrénées	331
1- Cirques glaciaires et morphométrie : mise au point méthodologique et conceptuelle ..	333
2- Méthodologie de l'analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens	338
3- Résultats de l'analyse morphométrique	351
Conclusion générale : bilan des acquis et perspectives de recherche	383
1- Des progrès significatifs en termes de connaissance des paléoenlacements Quaternaires.....	383
2- Une quantification de la variabilité spatio-temporelle du rythme de l'érosion en contexte glaciaire dans une montagne méditerranéenne	392
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	399
TABLE DES FIGURES	431
TABLE DES TABLEAUX	437
ANNEXES.....	439
TABLE DES MATIÈRES	513

Introduction Générale

Le propos de l'étude est de mesurer la part de l'empreinte glaciaire dans les paysages de la haute montagne aux latitudes moyennes. Les phases d'englacement quaternaire sont-elles responsables d'un remodelage généralisé de la topographie ou au contraire se sont-elles contentées de réaménager partiellement des topographies principalement façonnées par des systèmes d'érosion fluviales préglaciaires et/ou interglaciaires ? Il y a là un débat auquel plusieurs générations de chercheurs se sont confrontées de la fin du 19^e siècle à nos jours. La question de l'efficacité de l'érosion glaciaire est aujourd'hui abordée dans des cadres théoriques, sur la base de paradigmes et de méthodes d'investigation extrêmement variés. La géomorphologie dynamique s'intéresse moins à caractériser les processus qu'à mesurer la vitesse de l'érosion glaciaire. Les travaux portent en priorité sur des glaciers actuels sur lesquels il est possible d'installer des stations de mesure destinées à quantifier les volumes de matériaux en transit. Ce sont très souvent ces mesures réalisées sur systèmes fonctionnels qui nourrissent les modélisations de l'évolution du relief. Parallèlement, s'exprime une autre géomorphologie, plus classique car fondée sur l'analyse des formes du relief, mais en voie de modernisation grâce à l'utilisation de nouveaux outils capables de préciser l'âge et la vitesse de dénudation des surfaces rocheuses. Ce travail se situe à la charnière de ces deux tendances. L'objectif est de proposer une quantification de l'empreinte glaciaire dans l'espace est-pyrénéen (Fig. 0.1), c'est-à-dire un espace où la remarquable préservation des paléotopographies néogènes pose avec une acuité particulière le problème de l'efficacité à long terme de l'érosion glaciaire. Pour cela, nous ouvrons plusieurs chantiers :

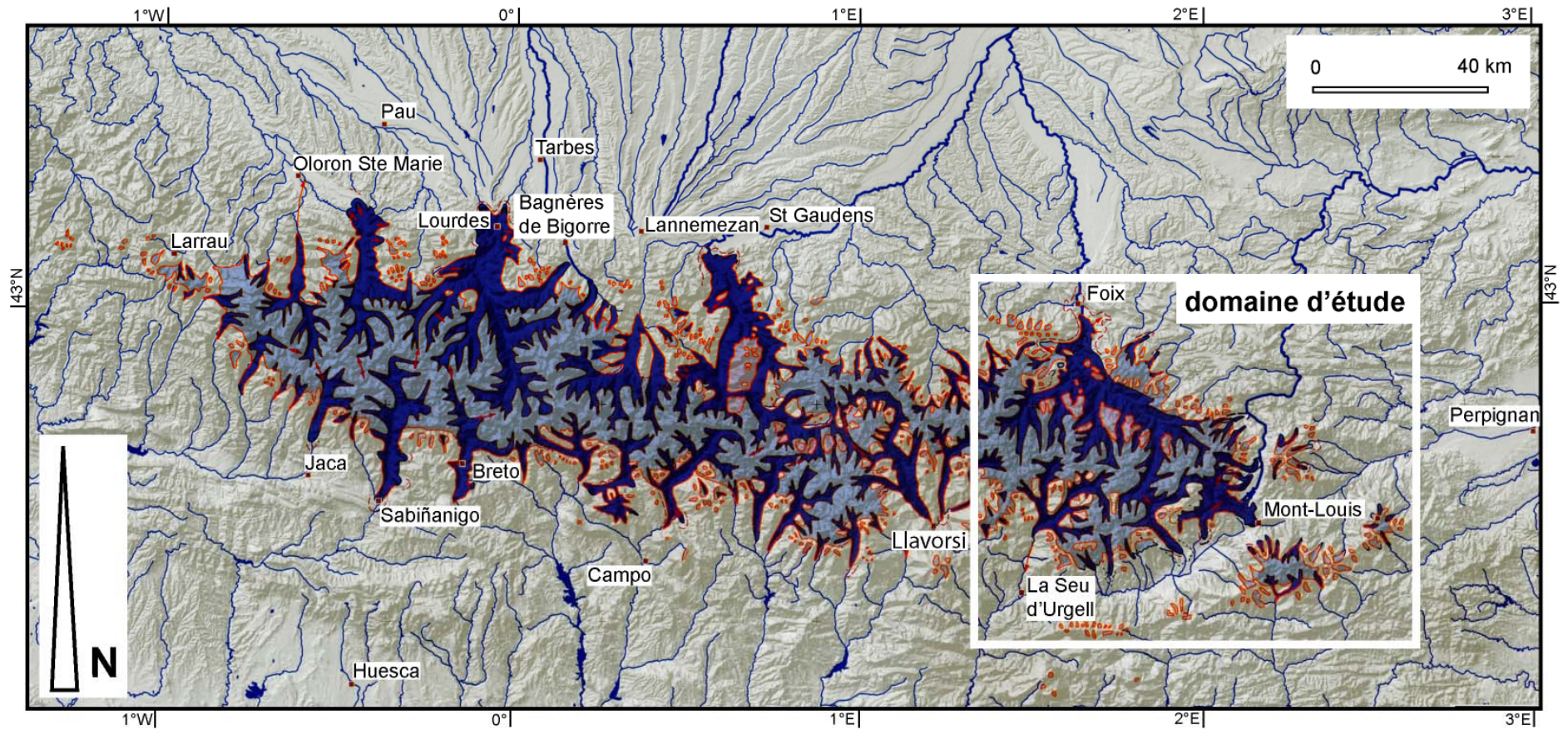
*** Une recherche sur la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire**

Le sujet a fait l'objet de nombreux développements dans les domaines de socles des hautes latitudes ; par contre, il a été beaucoup moins investi dans le cas des paléoglaciations de montagne et, qui plus est, de latitude tempérée.

Le modèle d'érosion glaciaire différentielle de D.E. Sugden (1978) fournit un cadre théorique qui permet d'expliquer très largement la diversité spatiale de l'empreinte glaciaire dans les socles des hautes latitudes. L'auteur oppose les domaines d'érosion linéaire, les grandes auges, où l'érosion a fortement remodelé les paysages et les domaines d'érosion aréolaire, plateaux et interfluves, où l'érosion glaciaire a été plus ou moins discrète, façonnant ici des paysages du type *areal scouring*, épargnant là d'épais manteaux d'altérites, des modelés de tors ou de *felsenmeer*. Il distingue, à une autre échelle, d'une part les marges polaires ou continentales d'inlandsis où l'érosion glaciaire est minimale et, d'autre part, les zones centrales ainsi que les marges méridionales ou maritime d'inlandsis où l'érosion glaciaire a beaucoup plus radicalement façonné les formes du relief. Pour D.E. Sugden (1978) l'efficacité géomorphologique des paléoinlandsis est fondamentalement gouvernée par des paramètres d'ordre glaciologiques au premier rang desquels la température de la glace basale qui dépend de l'épaisseur du glacier et conditionne la vitesse des flux de glace au contact du substrat. Les caractéristiques topographiques du lit glaciaire sont également prises en compte mais elles apparaissent comme plus secondaires dans la mesure où elles conditionnent *in fine* l'épaisseur du glacier et les modalités d'écoulement des flux de glace.

Dans l'est des Pyrénées, la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire peut être appréciée par le biais de marqueurs géomorphologique très proches de ceux mis en avant dans

Fig. 0.1 : Carte de localisation du domaine d'étude
(d'après Calvet, 2004 modifié)



les domaines de socles. La préservation de larges panneaux de paléotopographies néogènes parfois drapées de manteaux d'altérites, plus exceptionnellement de tors démantelés, montre bien que la morsure glaciaire n'a pas totalement oblitéré les formes du relief antérieures au Quaternaire froid. La présence de ces vieilles formes plus ou moins sensibles pose la question de l'efficacité de l'érosion glaciaire dans des termes très proches de ceux formulés pour les hautes latitudes. Cependant, le caractère montagnard et méridional de notre domaine d'étude impose une réflexion sur la nature et la hiérarchie des facteurs qui gouvernent la marche de l'érosion glaciaire. Peut-on envisager durant le quaternaire froid des poches de glace basale froides immobiles et au potentiel érosif limité à des altitudes inférieures à 3000 m d'altitude et sous des latitudes entre 42e et 43e de latitude nord ? Ces zones de moindre érosion ne sont-elles pas prioritairement gouvernées par la topographie du lit glaciaire ? Outre les facteurs glaciologiques et topographiques que D.E. Sugden met en avant, et que nous serons amenés à questionner, nous faisons l'hypothèse que la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire est aussi très largement conditionnée par le facteur temps. Ce paramètre, que D.E. Sugden n'aborde que très partiellement (Sugden & Johns, 1976), peut être envisagé dans une double perspective :

- En terme de durée des paléoenglacements, avec des contrastes susceptibles de se manifester à l'échelle des bassins englacés entre les marges du domaine englacé, recouvertes par la glace seulement en phase d'expansion maximale, et le cœur des zones d'accumulation englacées sur toute la durée d'un cycle glaciaire.
- En terme d'histoire des paléoenglacements quaternaires, la prise en compte du facteur temps débouche sur une recherche de la variabilité temporelle du rythme de l'érosion en contexte glaciaire.

**** Une recherche sur la variabilité temporelle du rythme de l'érosion en contexte glaciaire***

Deux remarques au moins justifient cet axe de recherche :

- Compte tenu de la variabilité des paramètres climatiques que les enregistrements isotopiques dans les calottes de glace ont mis en évidence à l'échelle intra cycle glaciaire, il paraît difficile de considérer l'érosion glaciaire comme un processus continu et qui a fonctionné une vitesse stable au cours du temps. Ceci est d'autant plus difficile à envisager dans le cas des glaciers de montagne de taille réduite et très réactifs aux variations de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG).

- De plus, il n'est pas certain que toutes les formes cataloguées « d'érosion glaciaire » soient strictement le fait de la dénudation sous-glaciaire. Sans doute est-il préférable de parler d'érosion « en contexte glaciaire » car à côté des processus fonctionnels sous la glace (abrasion glaciaire ou liée aux eaux de fonte, *plucking*), il faut compter aussi avec les processus paraglaciaux actifs en phase de déglaciation mais aussi avec les processus périglaciaires actifs sur les versants supraglaciaux en phase d'englacement et susceptibles aussi de se combiner en phase de déglaciation sur les versants récemment déglacés aux processus paraglaciaux. Cela conduit à s'interroger sur le rôle géomorphologique des glaciers ; sont-ils plus des agents de déblaiement des débris que des agents de dénudation du substrat ?

Bref, l'évolution géomorphologique des versants en contexte glaciaire à l'échelle du Quaternaire mais aussi du cycle glaciaire résulte d'un enchaînement complexe de processus,

voire de systèmes d'érosion que la plupart des méthodes de quantification sont incapables de mettre en évidence (revue in Delmas et al., 2009). En fait, seule la méthode volumique permet d'approcher la variabilité temporelle du rythme de l'érosion mais la résolution des résultats dépend à la fois de la préservation de la séquence sédimentaire utilisée et de la finesse du calage chronologique.

**** Une recherche la chronologie des paléoenglacements quaternaires***

C'est sur ce volet chronologique que reposent toutes nos investigations concernant la variabilité spatio-temporelle de l'érosion en contexte glaciaire. Ce volet chronologie constitue néanmoins un thème de recherche à part entière ; un thème de recherche sur lequel se sont d'ailleurs penchés des chercheurs issus de disciplines variées. La démarche est fondamentalement idiographique puisqu'il s'agit de reconstituer sous forme de monographies régionale, voire locale, l'emprise spatiale et la chronologie des paléoenglacements quaternaires. Cependant, ces travaux débouchent sur des problématiques de portée générales dans la mesure où ils permettent de tester le caractère synchrone ou asynchrone des paléoenglacements caractéristiques des montagnes de latitudes moyennes par rapport aux changements climatiques globaux. Il y a donc là une problématique qui dépasse très largement la nécessité de mettre en place le calendrier des processus d'érosion glaciaire fonctionnels au cours du Quaternaire froid.

Or, dans le tronçon oriental des Pyrénées, la chronologie des stades d'englacements würmiens et pré-würmiens reste pour l'essentiel à établir. En effet, les interprétations monoglacialistes élaborées par les géographes de l'école toulousaine ont perduré jusqu'au début des années 1980, moment où l'utilisation de marqueurs altérologiques et pédologiques ont permis de mettre en évidence deux à trois générations de dépôts morainiques et fluvioglaciaires dans la plupart des vallées pyrénéennes. Cependant, les études permettant de corréliser ces différentes générations de dépôts avec les chronologies isotopiques enregistrées globalement sont encore rares, à l'est de la chaîne, comme sur l'ensemble des Pyrénées. La chronologie pyrénéenne du dernier cycle glaciaire a, quant à elle, fait l'objet de nombreuses investigations, mais la plupart des études portent sur les Pyrénées centrales et occidentales tandis que les vallées est-pyrénéennes restent largement inexplorées. Fondés essentiellement sur l'exploitation de séquences glaciolacustres datées par ^{14}C , ces travaux montrent que (i) le maximum d'extension glaciaire würmien serait antérieur au *Last Glacial Maximum* (LGM) enregistré globalement et que (ii) la déglaciation des hautes vallées serait acquise dès le début du Tardiglaciaire (Jalut et al., 1992). Mais ce modèle chronologique asynchrone par rapport au calendrier isotopique global fait l'objet d'une controverse, principalement en raison des risques de pollution associés aux méthodes de datation mises en œuvre (Pallàs et al., 2006).

A l'est de la chaîne, ce débat revêt une dimension particulière dans la mesure où le fort contraste de façade qui caractérise l'emprise spatiale des paléoenglacements quaternaires pourrait refléter un décalage sensible du calendrier des stades d'englacement quaternaires. C'est en effet à l'est de la chaîne que le contraste de façade entre le versant nord, océanique, plus froid et plus humide que le versant sud, méditerranéen, est maximal. Cela pourrait avoir des répercussions à la fois sur la chronologie des stades d'englacements würmiens et pré-würmiens et sur l'empreinte érosive réalisée par les différents cycles glaciaires quaternaires.

Ce travail porte sur le domaine pyrénéen recouvert par les glaciations pléistocènes depuis le bassin glaciaire ariégeois (Ariège et ses principaux affluents : Vicdessos, Aston, Najar, Oriège, Lauze) jusqu'aux glaciers locaux de l'extrémité orientale de la chaîne (Madrès,

Puigmal, Carançà Canigou). Nous avons limité cette étude aux Pyrénées françaises. Aussi, le bassin glaciaire du Valira, qui est situé en Andorre, n'a pas été pris en compte. Dans ce terrain relativement vaste, tous les thèmes proposés ici ne sont pas abordés de manière exhaustive ; pour un certain nombre d'entre eux, nous avons limité l'analyse aux secteurs qui offraient les conditions d'observation les plus favorables.

L'ouvrage est organisé en trois parties :

- La ***première partie*** présente les cadres théoriques et géographiques de l'étude. Le chapitre 1 propose une mise en perspective historique et épistémologique du sujet à partir de laquelle nous explicitons les orientations théoriques sur lesquelles se fondent ce travail. Nous présentons ensuite (chapitre 2) le domaine d'étude en insistant sur l'inscription des paléoenglacements dans l'espace pyrénéen. Après une brève description des grandes unités structurales, nous mettons en évidence l'important contraste de façades qui caractérise l'est de la chaîne en termes d'emprise spatiale des paléoenglacements mais aussi en termes de modelés d'érosion glaciaire.

- La ***deuxième partie*** est consacrée au volet paléoenvironnemental évoqué ci-dessus. Le Würm fait l'objet d'une attention particulière dans la mesure où les dépôts contemporains de ce cycle glaciaire sont nettement mieux préservés que ceux des cycles glaciaires antérieurs. Cette partie est structurée autour de 4 chapitres : le chapitre 3 dresse un état des lieux de la recherche concernant la chronologie des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens à l'échelle pyrénéenne. Cela permet de préciser les enjeux et les questions qui restent à résoudre dans ce domaine. Le chapitre 4 présente les méthodes de datation mises en œuvre dans ce travail. Les chapitres 5 et 6 sont consacrés aux résultats et discussions concernant les reconstitutions paléogéographiques et la mise en place de chronologies relatives (chapitre 5), les chronologies absolues et les corrélations avec les calendriers isotopiques globaux (chapitre 6).

- La ***troisième partie*** est centrée sur le volet géomorphologique de ce travail. Nous proposons une quantification de l'érosion glaciaire à deux échelles de temps : (i) l'échelle du cycle glaciaire würmien à travers une quantification des volumes sédimentaires mobilisés par cette phase d'englacement et, (ii) l'échelle du Quaternaire, à travers une analyse morphométrique des cirques glaciaires. Cette approche de l'érosion glaciaire à travers une étude des formes mises en creux privilégie les cirques glaciaires car ce sont les modelés les plus simples à individualiser dans la mosaïque de formes que constitue le relief. Cette partie est composée de 2 chapitres : le chapitre 7 est consacré à la variabilité spatio-temporelle de l'érosion würmienne, le chapitre 8 à l'analyse morphométrique des cirques glaciaires situés sur l'ensemble du domaine d'étude.

1^o PARTIE

Les cadres de l'étude

Chapitre 1 :

L'impact géomorphologique des glaciations
quaternaires : approches historique et épistémologique

Chapitre 2 :

L'inscription des paléoenglacements dans l'espace
pyrénéen

Chapitre 1

L'impact géomorphologique des glaciations quaternaires : approches historique et épistémologique

Introduction

Dès le 19^e siècle, le débat concernant l'efficacité géomorphologique des glaciers oppose antiglacialistes et ultraglacialistes. On montre dans ce chapitre que cette opposition reste d'une certaine manière d'actualité même après le tournant des années 1950-1960 et l'essor d'une géomorphologie dynamique centrée sur l'analyse et la quantification des processus d'érosion glaciaire. Bien sûr, les glaciers sont aujourd'hui reconnus comme de puissants agents d'érosion mais les nombreux bilans réalisés depuis plusieurs décennies montrent bien que leur action est extrêmement variable dans le temps et dans l'espace. Un rappel historique et épistémologique des travaux menés autour de ce *custard bowl problem* (Goudie, 1995) fournit l'arrière plan théorique de ce travail.

1-Antiglacialistes, ultraglacialistes et transactionnels

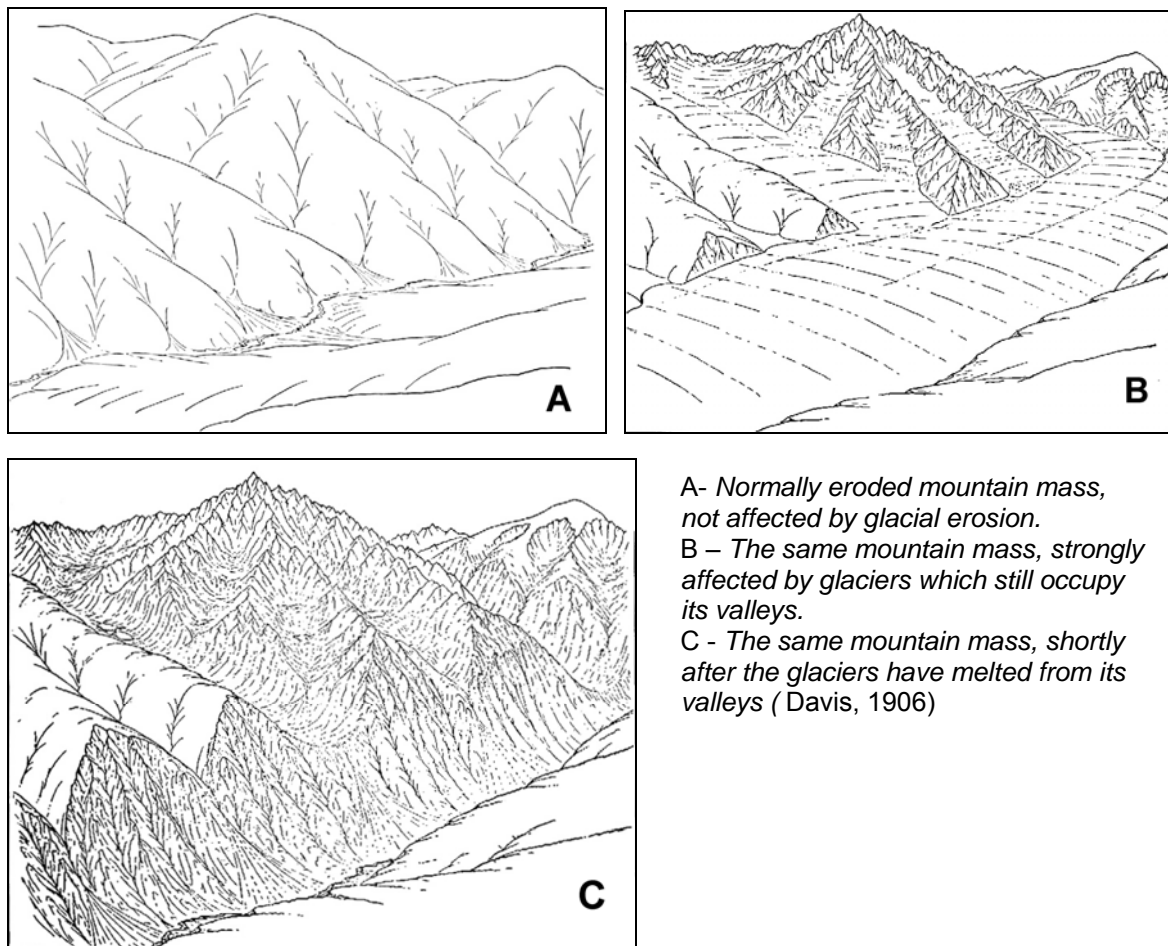
Le débat concernant le rôle morphologique des glaciers est ancien, presque aussi ancien que la théorie des glaciations formulée en 1840 par L. Agassiz. Alors que la communauté scientifique admet progressivement, dans le courant du 19^e siècle, que les blocs erratiques allochtones situés aux marges des Alpes n'ont pas été transportés par des crues diluviennes mais par des glaciers beaucoup plus étendus dans le passé qu'actuellement, une autre polémique apparaît. Elle porte cette fois sur l'aptitude des glaciers à façonner les formes du relief et oppose les anti-glacialistes, partisans de la théorie des glaciers protecteurs, et les ultra-glacialistes qui considèrent au contraire les glaciers comme des agents d'érosion à part entière, capables de modeler les formes du relief au même titre que l'érosion fluviale.

Les anti-glacialistes défendent en effet l'idée que seule l'érosion fluviale est réellement capable de façonner les formes du relief. Les glaciers sont au mieux capables de transporter des débris superficiels, comme en témoignent les accumulations morainiques situées à leurs marges, mais leur aptitude à éroder reste limitée, voire jugée totalement inexistante. Cette position débouche sur la théorie du glacier protecteur soutenue notamment par L. Rüttimeyer (1869) ou A. Heim (1885) dont J. Tricart et A. Cailleux rapportent la pensée (1962, p. 173 *les théories de l'érosion glaciaire*). Pour L. Rüttimeyer (1869), *l'invasion d'une vallée par un glacier interrompt le creusement et il faut attendre que la glace fonde pour que le creusement reprenne grâce aux torrents*. Pour A. Heim (1885), *la protection est seulement relative, en ce sens que le glacier creuserait moins que les autres agents d'érosion. Les phases glaciaires seraient des phases d'érosion ralenties*. Dès la fin du 19^e siècle, les positions anti-glacialistes trouvent de moins en moins de défenseurs, sinon quelques auteurs britanniques comme T.G. Bonney (1896) ou E.J. Garwood (1913) (cités in Goudie, 1995 p. 175 *Glacial protectionism and the custard bowl problem*) ainsi que le français W. Kilian (1900) qui interprète les vallées affluentes suspendues comme résultant d'un retrait des

glaciers plus tardif, et donc d'une protection prolongée, avant de se rallier quelques années plus tard à la doctrine d'E. de Martonne (Blache, 1952 ; Tricart & Cailleux, 1962).

À l'opposé de nombreux auteurs comme A. Penck dans les Alpes, Gilbert à propos des fjords d'Alaska, Andrews en Nouvelle Zélande, Johnson à propos des cirques de la Sierra Nevada de Californie, E. de Martonne dans les Carpathes... (cités in Davis, 1906) considèrent que les traits tout à fait spécifiques du modelé dans les régions englacées apportent une preuve suffisante de l'efficacité de l'érosion glaciaire. En 1900, W.M. Davis envisage même un cycle d'érosion glaciaire, au même titre que son cycle d'érosion normale, et formule les grandes lignes de la théorie dite « du lit glaciaire ». *The points of resemblance between rivers and glaciers, streams of water and streams of ice, are so numerous that they may be reasonably extended all through a cycle of denudation* (Davis, 1900). Les figures 1.1-A, B et C extraites d'un article de W.M. Davis de 1906 sont également très explicites.

Fig.1.1 : Le cycle d'érosion glaciaire d'après W.M. Davis
(Extrait de W.M. Davis, 1906)

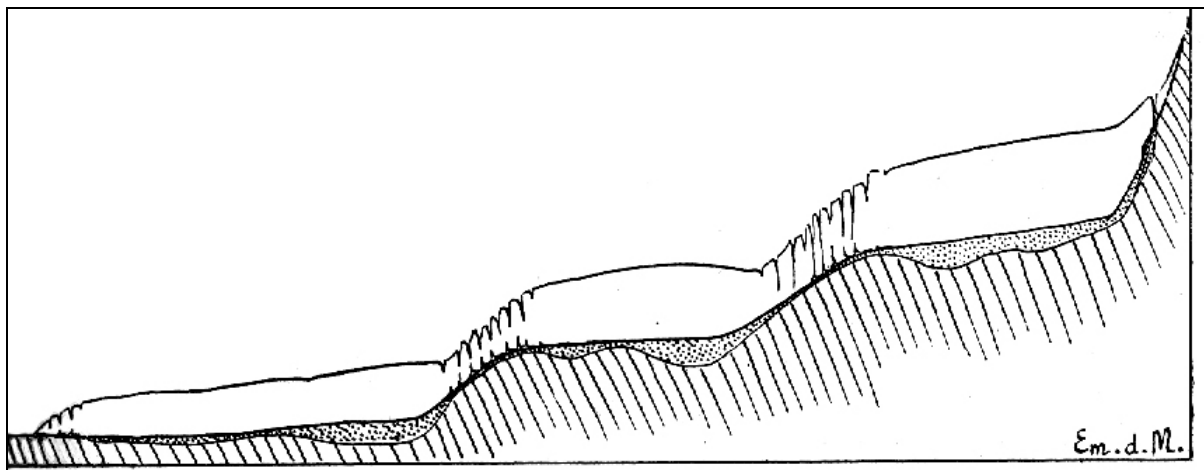


La théorie est reprise et précisée quelques années plus tard par A. Penck et E. Brückner dans leur ouvrage sur les Alpes à l'époque glaciaire (1909) et adoptée par le norvégien H. Ahlmann (1919). La théorie du « lit glaciaire » repose sur une analogie entre les versants d'une vallée glaciaire, totalement recouverts de glace, et les berges d'un cours d'eau. Elle postule que le modelé du lit glaciaire est calibré en fonction de la vitesse et du débit de l'écoulement de la glace, tout comme la section mouillée d'une rivière (ou le rayon hydraulique). Cette école attribue donc à l'érosion glaciaire les mêmes lois que l'érosion

fluviale (De Lagger, cité in Blache, 1952). Il est évidemment admis que le relief préglaciaire commande initialement l'installation du glacier mais on considère que la puissance de creusement des glaciers est potentiellement capable de remodeler entièrement la topographie préglaciaire. Ainsi, le profil en travers des auges reflète avant tout le débit de l'écoulement glaciaire qui les a parcourues ; en témoigne la position suspendue d'un grand nombre de vallées affluentes, moins creusées car façonnées par des flux de glaces secondaires ; en témoigne aussi la fréquence des ombilics surcreusés dans les zones de confluences. Les glaciers doivent donc être considérés comme des agents d'érosion à part entière, au même titre que l'érosion fluviale.

En France, au début du 20^e siècle, les termes du débat évoluent sensiblement et oppose la théorie dite « transactionnelle » d'Emmanuel de Martonne (1910, 1911), chef de file de l'école analytique de Paris et une vision ultra-glacialistes, redéfinie autour de la théorie du lit glaciaire, défendue par Raoul Blanchard, chef de file de l'école de Grenoble. Directement concurrents sur le terrain des Alpes, le débat prend durant l'entre-deux-guerres, un ton particulièrement polémique (Broc, 2001). Le désaccord ne porte plus sur l'aptitude des glaciers à façonner le relief mais sur la part de l'empreinte glaciaire dans les paysages de la haute montagne alpine. Pour de Martonne (1910, 1911) et l'école analytique de Paris, le relief préglaciaire guide l'activité érosive du glacier (Fig. 1.2), elle est maximale dans les secteurs de pente modérée, là où la glace est épaisse et adhère bien au substrat, elle est plus faible dans les secteurs de forte pente où la glace est mince et adhère mal au substrat. La principale conséquence est que les glaciers se contentent d'aménager des topographies fondamentalement différenciées par les processus d'érosion normale.

Fig.1.2 : Profil schématique d'un glacier alpin et de son lit
Extrait de De Martonne (1947)



Les plages blanches représentent le glacier alpin, il est épais dans les zones d'ombilic et plus mince au passage des verrous rocheux. Les plages hachurées correspondent au substrat rocheux. Les plages grisées montrent l'inégalité de l'érosion glaciaire, elle est maximale au droit des ombilics et minimale au droit des verrous.

Au total jusqu'au milieu du 20^e siècle, le débat concernant le rôle morphologique des glaciers est nourri par des positions théoriques fondées principalement sur la lecture des formes du relief ; positions entre lesquelles il est impossible de trancher faute de bases physiques précises. A partir des années 50-60, l'essor de la géomorphologie dynamique réoriente assez radicalement les problématiques et apporte des éléments de réponse nouveaux.

2- L'apport et les méthodes de la géomorphologie dynamique

La géomorphologie dynamique est une physique du relief ; elle s'intéresse avant tout aux forces qui régissent le façonnement du modelé. L'étude des formes, pilier de la géomorphologie davisienne (ou de la physiographie), passe au second plan tandis que l'on met l'accent sur **l'analyse et la quantification des processus**, considérant que la compréhension des formes du relief passe par la mesure des processus élémentaires d'érosion. Dans ce contexte, la recherche en géomorphologie glaciaire va se concentrer sur les mécanismes physiques qui régissent le fonctionnement de l'érosion en contexte glaciaire et sur la vitesse de ces processus.

2.1- La physique des processus d'érosion glaciaire

La nature des processus à l'œuvre sous un glacier est connue depuis longtemps. L'abrasion et le *plucking* sont en effet identifiés dès la fin du 19^e siècle grâce à l'observation de stries, de traces de polissage et d'arrachement dans les régions récemment déglacées. La recherche porte désormais sur la physique des processus. Les méthodes d'investigation accordent d'ailleurs une place importante aux expériences de laboratoire et à la modélisation théorique fondées sur les lois de la dynamique glaciaire. Un certain nombre d'observations réalisées *in vivo* à la faveur de cavités sous-glaciaires naturelles ou de galeries à vocation hydro-électriques dans la couche de glace basale, au contact du lit rocheux, ont également permis de mieux comprendre le fonctionnement des processus à l'œuvre sous un glacier (Galibert, 1962 ; Boulton, 1974 ; Vivian, 1975). Trois grandes familles de processus d'érosion interagissent sous un glacier :

- Deux processus d'érosion glaciaire proprement dit : l'abrasion et le *plucking*. Dans les deux cas, toute la question est de savoir dans quelle mesure la glace, qui est un corps visco-plastique, est capable de transmettre des pressions suffisantes pour éroder un substrat rocheux cohérent.
- Des processus chimiques et mécaniques liés à la présence d'eau sous glaciaire.

2.1.1- L'abrasion

L'abrasion est une usure du substrat par les débris enchâssés dans la glace basale ; ces derniers exercent au contact du lit rocheux une action de polissage et des phénomènes de striage. Plusieurs variables contrôlent le potentiel d'abrasion d'un glacier, au premier rang desquelles la concentration et l'alimentation en outils abrasifs de la couche de glace basale, l'importance de la friction à l'interface glace basale-substrat et enfin la vitesse du flux de glace basale qui gouverne la quantité de glace abrasive qui passe sur une surface donnée dans une unité de temps.

Le modèle de G.S. Boulton (1974, 1979a) organise dans une formulation cohérente ces différentes variables. La modélisation cherche à mesurer le volume de débris arraché au lit par unité de temps : \bar{A}

$$\bar{A} = C_s \sigma_e V_p$$

C_s est la concentration des débris solides dans la glace,

σ_e la pression normale effective (égale au poids de la glace lorsqu'elle ne repose pas sur une poche d'eau)

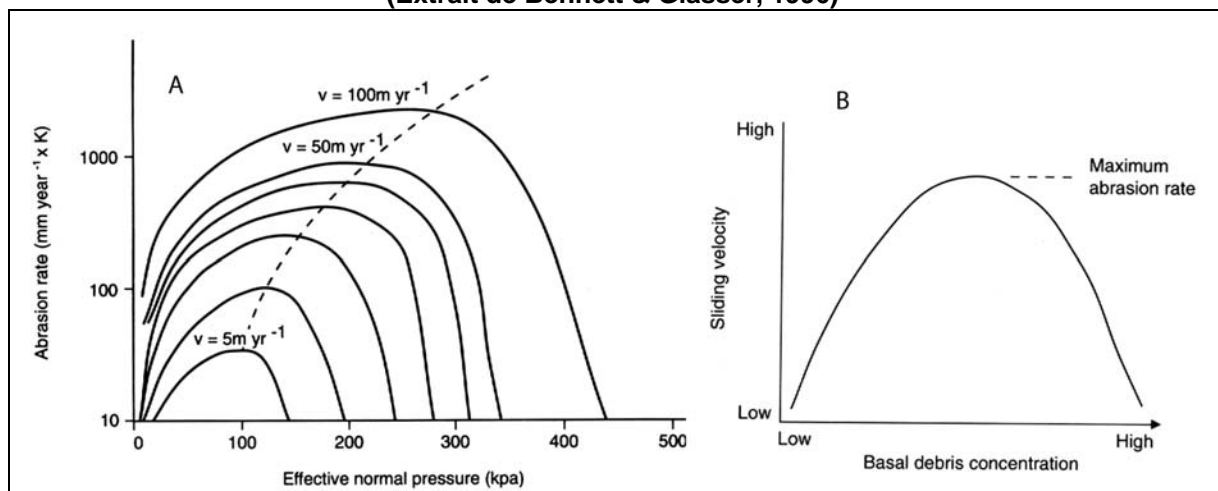
V_p la vitesse des particules tel que $V_p = V_g - V_r$ avec

V_g : vitesse de la glace basale

V_r : vitesse relative de la glace par rapport aux particules (calculée en fonction de la théorie du glissement par fluage plastique et par fonte-regel de Weertman et en tenant compte de la taille et de la forme des particules).

Il ressort de cette modélisation que la vitesse d'abrasion est avant tout proportionnelle au poids et donc à l'épaisseur du glacier. Mais la relation ne vaut que jusqu'à un certain seuil de pression, variable selon la vitesse du flux de glace. Au-delà de ce seuil, l'abrasion diminue car le frottement des particules sur le lit limite fortement leur vitesse de déplacement par rapport au lit rocheux (Fig. 1.3-A). L'augmentation de la concentration en till dans la couche de glace basale provoque des effets similaires (Fig. 1.3-B).

Fig. 1.3 : Représentations graphique du modèle d'abrasion de Boulton
(Extrait de Bennett & Glasser, 1996)



A- Le graphe montre les variations du taux d'abrasion théorique en fonction de la pression normale de la glace. On note que le taux d'abrasion augmente avec la pression de la glace (*Effective normal pressure*) jusqu'à un certain seuil au-delà duquel l'abrasion diminue. Ce seuil est atteint à un niveau de pression d'autant plus élevé que la vitesse du flux de glace (V correspond au V_g de l'équation de G.S. Boulton) est élevée.

B- Le graphe montre que la vitesse de glissement basal (donc le taux d'abrasion) dépend aussi de la concentration du till de glace basale.

Depuis cette première formulation, le modèle de G.S. Boulton a été repris et aménagé, notamment par J. Schweizer & A. Iken (1992) pour qui l'abrasion est principalement fonction de la pression normale exercée par la glace sur le lit rocheux mais aussi de l'étendue des zones de contact effectif entre la couche de glace basale et le substrat (*sand paper friction model*). Pour B. Hallet (1979, 1981) en revanche, l'efficacité de l'abrasion est totalement indépendante de l'épaisseur de la glace car, conformément au principe de fluage plastique, la glace enveloppe entièrement les particules-outils. Dès lors, l'auteur attribue tous les effets de l'abrasion à la vitesse de la particule entraînée par le courant de glace même si pour les particules de taille suffisante, l'auteur prend en compte aussi l'action de leur poids. Parallèlement, des études ont montré que l'efficacité de l'abrasion dépend aussi des

possibilités de renouvellement des particules abrasives à la base du glacier. Sans ce renouvellement, les particules qui s'abrasent s'usent et deviennent inefficaces (Rothlisberger, 1968, cité in Sugden & John, 1976). Dans le cadre d'observations sous-glaciaires, Vivian a mis en évidence l'existence d'un film d'eau au contact entre la glace et le substrat susceptible d'emporter les débris les plus fins (inférieurs à 0,2mm), restent donc au contact du lit rocheux les grains les plus gros qui érodent d'autant mieux qu'ils sont lavés (Vivian, 1975 cité in Sugden & John, 1976)

2.1.2- Le *plucking*

Le *plucking* (ou *quarrying*) désigne les processus par lesquels un glacier mobilise des fragments de substrat de taille au minimum décimétrique. Deux processus bien distincts interviennent dans le *plucking* : la fragmentation du lit rocheux d'une part, le délogement et l'entraînement des blocs par la glace d'autre part.

**La fragmentation du lit rocheux*

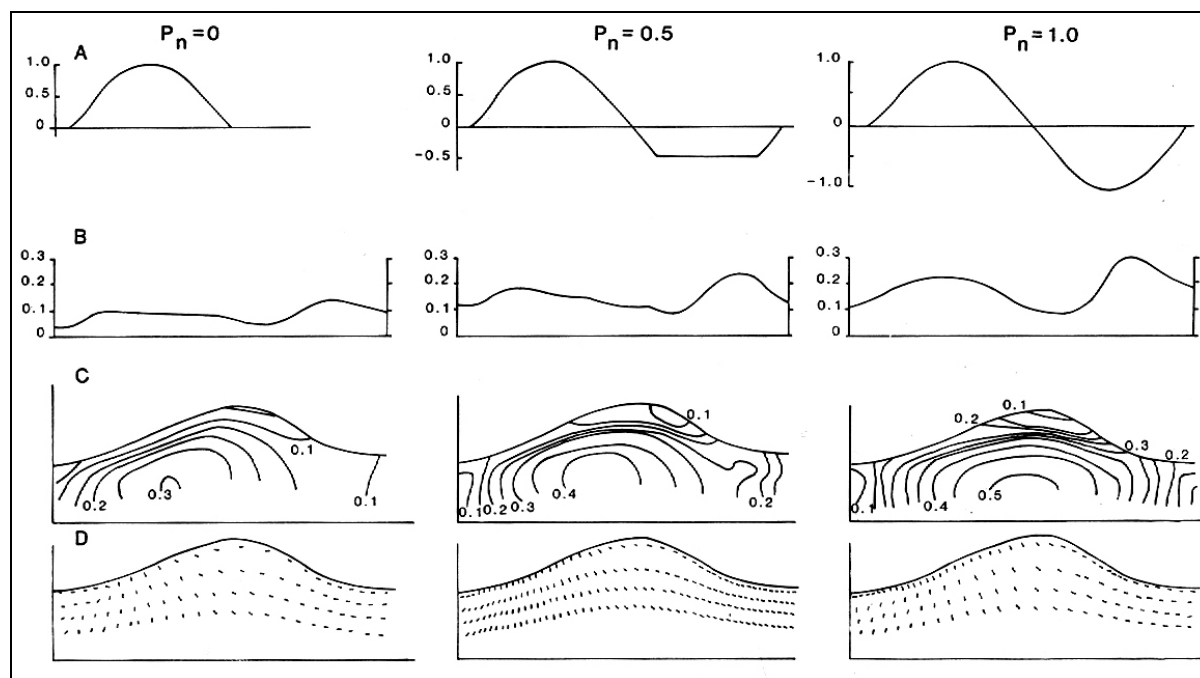
Tabl. 1.1 : Contrainte de cisaillement nécessaire pour rompre différents types de roche en atmosphère non confinée d'après Goodman (1980)
(Extrait de Drewy, 1986)

Rock type	σ_p (MPa)
John Day basalt	355.0
Baraboo quartzite	320.0
Solenhofen limestone	245.0
Palisades diabase	241.0
Pikes Peak granite	226.0
Navajo sandstone	214.0
Hackensack siltstone	122.7
Nevada Test Site granite	141.1
Nevada Test Site basalt	148.0
Cedar City tonalite	101.5
Tavernalle limestone	97.9
Lockport dolomite	90.3
Oneota dolomite	86.9
Monticello Dam s.s. (greywacke)	79.3
Micaceous shale	75.2
Berea sandstone	73.8
Tensleep sandstone	72.4
Cherokee marble	66.9
Taconic marble	62.0
Quartz mica schist \perp schistosity	55.2
Bedford limestone	51.0
Flaming Gorge shale	35.2
Nevada Test Site tuff	11.3

Concernant la fragmentation, l'enjeu consiste à déterminer si la pression normale de la glace peut générer une contrainte de cisaillement suffisante pour fragmenter le substrat sous-jacent. J.W. Glenn & W.V. Lewis (1961) ont estimé cette contrainte de cisaillement à 1 à 2 bars, soit une valeur bien en deçà de celle nécessaire pour fragmenter une roche cohérente (Tabl. 1.1). Plusieurs modélisations du *plucking* aboutissent au même constat. L.W. Morland

& G.S. Boulton (1975) ont montré que les variations de pression normale entre l'amont et l'aval d'un obstacle génèrent une contrainte de cisaillement maximale sur la face aval de la protubérance, d'où le caractère dissymétrique des profils en long de verrou (Fig. 1.4).

Fig. 1.4 : Variation des champs de contraintes entre l'amont et l'aval d'un obstacle d'après le modèle de Morland & Boulton (1975)
(Extrait de Drewy, 1986)



Le sens d'écoulement de la glace va de la gauche vers la droite.

A- Distribution de la pression normale (en Mpa) à l'interface glace-lit rocheux. La pression normale augmente systématiquement sur la face amont de l'obstacle et diminue sur sa face aval. Plus la pression normale du glacier est forte ($P_n=0$ à $P_n=1$ Mpa), plus l'effet de décompression sur la face aval de l'obstacle est important.

B- Distribution de la contrainte de cisaillement en surface du lit rocheux. Elle est maximale sur la face aval de l'obstacle.

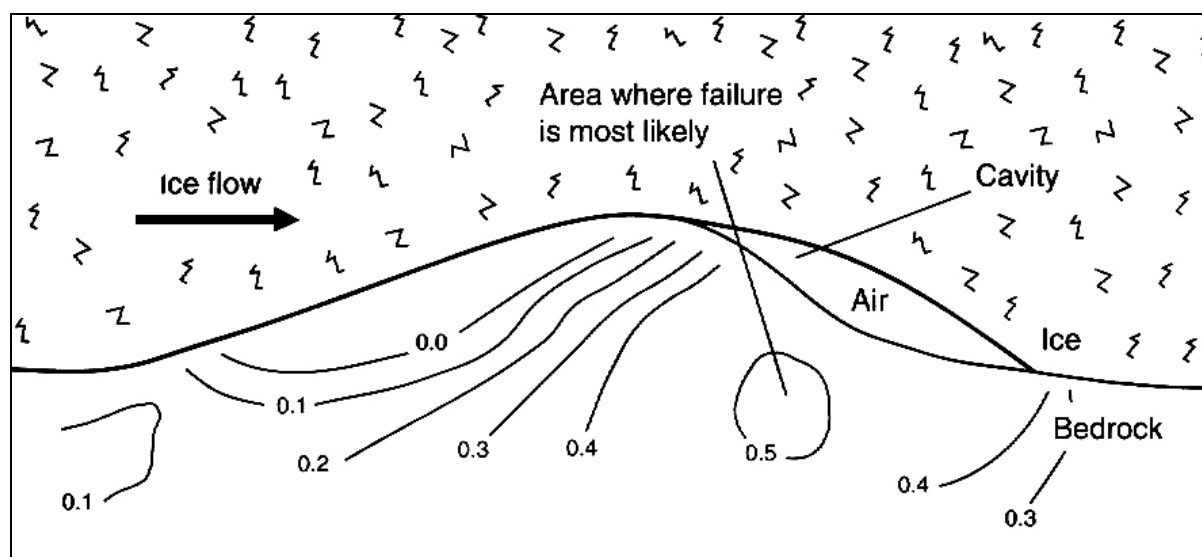
C- Distribution de la contrainte de cisaillement dans la masse rocheuse. Les valeurs de contrainte de cisaillement sont maximales en profondeur ; elles sont d'autant plus élevées et situées sur la marge aval de l'obstacle que la pression normale du glacier est forte ($P_n=0$ à $P_n=1$ Mpa).

D- Orientation de la contrainte de cisaillement dans la masse rocheuse.

Le modèle indique par ailleurs que l'intensité de la contrainte de cisaillement dépend de l'amplitude et de la longueur d'onde des protubérances, avec des valeurs de l'ordre de 0,5 Mpa¹ à l'aval de bosses de 50 à 500 m de longueur d'onde et jusqu'à 12,5 Mpa pour des longueurs d'onde inférieures à 10 m. Avec de telles valeurs, la contrainte de cisaillement ne permet de briser que des roches peu compactes, comme par exemple des grès mal consolidés, mais suffit pour rompre les liens encore existants le long d'un plan de faiblesse dans une roche compacte (Biro, 1981). L.W. Morland et E.M. Morris (1977) ont complété ce modèle en introduisant une cavité d'air sous-glaciaire à l'aval de l'obstacle et montrent que le maximum de contrainte tangentielle se situe en profondeur dans la masse rocheuse et sur le flanc aval de l'obstacle (Fig. 1.5).

¹ 1 Mpa vaut 10^6 pascals. 1 bar vaut 10^5 pascals donc 0,1 Mpa

Fig. 1.5 : Représentation du modèle de Morland & Morris (1977)
(Extrait de Bennet & Glasser, 1996)



La présence d'une cavité d'air sous-glaciaire située à l'aval d'un obstacle augmente la valeur de la contrainte de cisaillement produite dans la masse rocheuse sur la marge aval de l'obstacle et tend à déplacer la contrainte maximale sur la marge aval de l'obstacle.

Plus récemment, N. Iverson (1991) a montré dans quelle mesure la vidange brutale de poches d'eau à l'aval de bosses rocheuses favorise le *plucking*. Le modèle intègre plusieurs mécanismes susceptibles d'agir conjointement. (i) Une diminution de la pression hydrostatique sur les parois d'une cavité sous-glaciaire génère une modification de la pression normale sur le substrat et une augmentation notable de la contrainte de cisaillement à l'aval de l'obstacle. (ii) Si la vidange d'une poche d'eau sous glaciaire peut être extrêmement rapide, l'évacuation de l'eau contenue dans les fissures et micro fractures du substrat est d'autant plus lente que les fentes sont de petite taille. Dès lors, un différentiel de pression hydrostatique entre la masse rocheuse fissurée et la cavité aval récemment vidée contribue à élargir les zones de faiblesse et peut provoquer à terme un détachement du bloc, d'autant que la pression hydrostatique dans une fissure diminue la friction le long des parois. (iii) Enfin, N. Iverson (1991) souligne que le détachement du bloc est favorisé par le passage sur la protubérance rocheuse d'un bloc erratique enchâssé dans la glace ; le passage du bloc a pour effet d'augmenter considérablement la pression normale sur le substrat. Dès 1960 d'ailleurs, Mc Call avait montré que la contrainte de cisaillement générée par un bloc erratique pris dans un flux de glace est suffisante pour briser la roche saine (cité in Sugden & John, 1976, p.157). Plus récemment encore, le modèle de B. Hallet (1996) considère que l'efficacité du processus dépend d'une part de la vitesse du glissement basal et d'autre part de la proportion de lit occupée par des cavités sous-glaciaires. En fait, l'auteur synthétise les acquis antérieurs mais travaille à l'échelle du lit glaciaire et plus seulement à celle de la protubérance rocheuse. Le modèle met en avant l'importance du couple bosse rocheuse, sur laquelle la glace appuie, cavité, responsable d'un appel au vide à l'aval d'un obstacle et montre que le *quarrying* reste faible lorsque le lit glaciaire présente un nombre limité de cavités, quelle que soit la taille de ces cavités. En revanche, le *quarrying* est actif lorsque le couple bosse rocheuse cavité est plus fréquent.

Au total, ces différentes modélisations physiques montrent que le *plucking* ne peut fonctionner que si le substrat est fragilisé par un réseau de fractures et de diaclases le long desquelles les contraintes de cisaillement se propagent. L'origine de ces zones de faiblesse a

fait l'objet de plusieurs interprétations. La cryoclastie sous-glaciaire a été envisagée jusqu'à ce que des enregistrements *in vivo* montrent que la température de l'air dans les cavités sous-glaciaire est toujours positive de quelques dixièmes de degrés (Vivian, 1975, p 387), or il faudrait des valeurs de l'ordre de -20° pour fragmenter une roche cohérente (Biro, 1981). Les phénomènes de détente des roches qui affectent les versants d'une vallée en cours de creusement ont également été mis en avant pour rendre compte d'une possible fragmentation sous-glaciaire du lit rocheux (Galibert, 1962). Parallèlement, d'autres auteurs considèrent ces zones de faiblesse avant tout comme un héritage préglaciaire qui combine une fracturation tectonique ou structurale et un réseau de diaclases ouvert par une gamme variée de processus sub-aériens pré ou interglaciaires (détente post-glaciaire, altération chimique le long des diaclases, cryoclastie sub-aérienne). Dans cette optique, M. Boyé (1949) développe la théorie du défonçage périglaciaire selon laquelle le glacier se contente de remanier des matériaux largement préparés par des processus périglaciaires actifs à l'avant du glacier en progression.

****Le délogement et l'entraînement des blocs***

Les mécanismes responsables du délogement et de l'entraînement des débris rocheux par la glace posent moins de problèmes d'interprétation que ceux liés à la fragmentation. Plusieurs mécanismes ont été envisagés. L'effet fonte regel (*heat pump effect*) de part et d'autre d'un obstacle peut générer sur sa marge aval une adhérence par regel du débris à la glace basale et son entraînement par le flux de glace (Robin, 1976, cité in Benn & Evans, 1998). Or, ce mécanisme ne peut fonctionner que si le différentiel de pression entre l'amont et l'aval de la protubérance est suffisant. H. Röthlisberger & A. Iken (1981) ont montré que ce mécanisme ne peut fonctionner que lorsqu'on a affaire à une cavité passive non reliée au réseau de drainage ; lorsque la cavité aval est remplie d'eau sous pression le mécanisme ne peut pas fonctionner. Par contre le mécanisme est actif lorsqu'une telle cavité se vidange brutalement : la chute de pression favorise à la fois le regel et la fragmentation de la roche par effet de fatigue comme cela est signalé ci-dessus. D'autre part, B.R. Rea & W.B. Whalley (1994) ont observé que la glace basale peut s'injecter dans les fissures jusque sous les blocs favorisant ainsi leur délogement en diminuant considérablement les forces de friction sur les parois des fissures.

2.1.3- Le rôle des eaux sous glaciaires

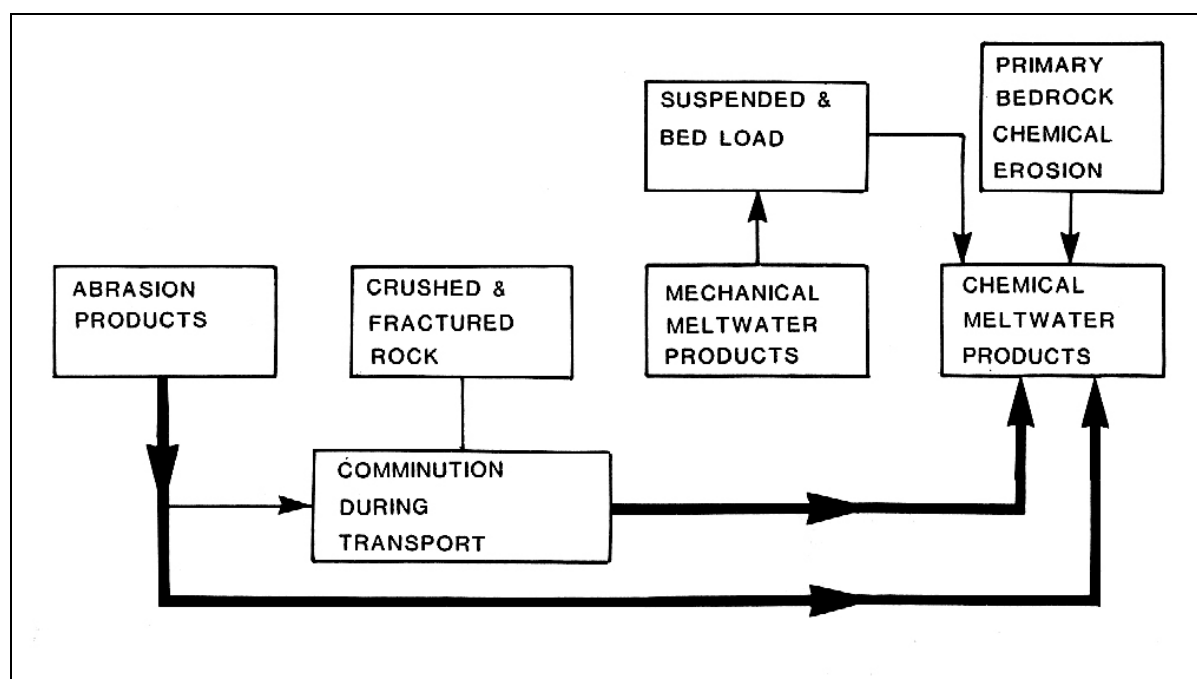
Les eaux sous-glaciaires constituent, surtout pour les grands glaciers de vallée, un des facteurs principaux de l'érosion (Vivian, 1975, p. 362). Vivian est un des premiers auteurs à avoir considéré les eaux sous-glaciaires comme un agent essentiel de l'érosion en contexte glaciaire. Leur efficacité mécanique et chimique est aujourd'hui largement reconnue (Benn & Evans, 1998 ; Bennett & Glasser, 1996) et principalement associée aux caractéristiques de l'hydrologie sous-glaciaire mais aussi aux propriétés physico-chimiques des eaux de fusion.

Le principal processus d'érosion mécanique mis en œuvre par les eaux sous-glaciaires est l'abrasion. Comme dans n'importe quel torrent, l'abrasion fluviale dépend de la vitesse de l'écoulement, de sa teneur en matières en suspensions (MES), de la taille des particules en suspension et du rapport de dureté entre les particules en suspension et le lit rocheux. Or, sous un glacier l'abrasion produite par les eaux de fonte est particulièrement efficace compte tenu de la vitesse et de la turbulence de l'écoulement sous pression dans les cavités sous-glaciaires. Dans ces conditions, sables et graviers peuvent être mis en suspension et polir efficacement le lit rocheux tandis que les blocs et les galets agissent par percussion. La vidange brutale de poches d'eau sous-glaciaire peut même provoquer des accélérations importantes des vitesses

d'écoulement sous-glaciaire, jusqu'à 50 m/s d'après R. Vivian (1975) et générer de l'érosion par cavitation, celle-ci étant susceptible de fonctionner dès que la vitesse dépasse 12 m/s. Vivian insiste aussi sur le rôle de la température relativement basse et constante (entre +0,3 et +0,6°C) des eaux sous-glaciaires qui augmente la viscosité et donc la compétence de l'écoulement.

En matière d'érosion chimique, un certain nombre de travaux insistent sur l'aptitude des eaux sous-glaciaires à dissoudre les minéraux, y compris en domaine cristallin (Vivian, 1975 ; Souchez & Lemmens, 1987 ; Sharp et al., 1995). Cela s'explique par l'abondance du drainage et le fait que l'abrasion produit des fines constamment renouvelées, où les surfaces de contact entre l'eau et les grains de minéraux frais sont extrêmement importantes (Drewy, 1986). Sur calcaire, on peut admettre une ablation notable du substrat rocheux car la teneur en CO₂ des eaux sous-glaciaires est favorisée par des conditions de température, pression et turbulence optimales. Par contre sur substrat cristallin, les taux de matières dissoutes mesurées dans les torrents pro glaciaires traduisent plus un remaniement de tills issus de l'abrasion qu'une véritable ablation géochimique (Fig. 1.6). Notons que pour R. Vivian (1975), la dissolution sélective de certains minéraux peut fragiliser le substrat rocheux et faciliter sa fracturation future par d'autres processus.

Fig. 1.6 : Origine des matières dissoutes contenues dans les eaux proglaciaires (Extrait de Drewy, 1986)



L'organigramme montre que les matières dissoutes (*chemical meltwater products*) sont issues pour partie seulement de l'érosion chimique du substrat rocheux (*Primary bedrock chemical erosion*). L'essentiel provient en fait de la dissolution de la charge transportée par les eaux courantes en suspension ou par charriage au fond

2.2- Mesurer la vitesse de l'érosion glaciaire

La recherche sur les mécanismes de l'érosion va de pair avec une volonté de quantifier la vitesse des processus. Il s'agit de préciser le rythme de fonctionnement des mécanismes à l'œuvre en contexte glaciaire afin d'évaluer la durée nécessaire au façonnement des formes du

relief. Quelques mesures expérimentales ont été réalisées en laboratoire mais l'essentiel des données provient de mesures réalisées *in vivo*, sur systèmes fonctionnels.

2.2.1- Des mesures directes de la vitesse des processus élémentaires

Les données sont rares et ne concernent que l'abrasion. P. Birot (1981) mentionne des données issues de mesures expérimentales réalisées en laboratoire, certaines ont consisté à soumettre au frottement de la glace chargée de sable un bloc de grès (résultats non précisés), d'autres ont livré des vitesses entre 1 et 55 mm/an. L'essentiel des mesures directes de l'abrasion glaciaire provient en fait de mesures réalisées sur systèmes fonctionnels, à la faveur de fluctuations actuelles des fronts glaciaires ou dans le cadre d'observations sous-glaciaires. Les premières mesures *in vivo* remontent aux années 1920 sur le glacier de Grindelwald (Alpes suisses). En 1919, 14 trous de 14 à 20 cm de profondeur sont réalisés à la foreuse sur roche calcaire à veine de quartz à l'avant du glacier en progression. Après 4 ans de recouvrement par la glace (1921-1924), les mesures de tranches érodées montrent une grande variabilité de l'abrasion glaciaire, entre 0 et 39 mm d'un forage à l'autre, soit une moyenne sur les 14 trous de 4,5 mm et une moyenne annuelle de 1 mm/an (cité in Vivian, 1975, p. 394 et in Drewy, 1986, p. 84). Un travail analogue a été réalisé sur la marge du glacier d'Allalin, à la faveur d'une progression glaciaire entre 1919 et 1925. O. Lutschg avait réalisé un levé détaillé de la topographie du lit glaciaire entre deux points distants d'une quinzaine de mètres et orientés dans le sens d'écoulement du glacier. Après la période de recouvrement glaciaire, le substrat de gneiss à amphibole a été érodé de 30 mm en moyenne sur une longueur de 16,7 m, avec un maximum de mise en creux de 187mm (cité in Vivian, 1975, p. 394). Plus récemment, des mesures d'abrasion glaciaire ont été réalisées sous les glaciers du Breidamerkurjökull (Islande) et de l'Argentière (Alpes françaises) à partir de palets de marbre et de basalte placés sous la glace à la faveur de tunnels donnant accès à des cavités sous-glaciaires (Boulton, 1974 ; Tabl. 1.2). Des valeurs comparables ont été enregistrées : de l'ordre de 1mm/an sur basalte et 3mm/an sur marbre sous le Breidamerkurjökull, jusqu'à 30 mm/an sous le glacier de l'Argentière où les vitesses de glissement basal sont particulièrement rapides.

Tabl. 1.2 : Mesures directes d'abrasion sous-glaciaire
(Extrait de Delmas et al., 2009)

Reference	Region	Glacier name	Lithology	Erosion depth (mm)	Measurement interval (yr)	Mean erosion rate (mm/yr)
Boulton 1974	French Alps	Argentière	Marble plate	n.d.	n.d.	≤36
"	Iceland	Breidamerkurjökull	Marble plate	n.d.	n.d.	3.75
"	Iceland	Breidamerkurjökull	Marble plate	n.d.	n.d.	3.4
"	Iceland	Breidamerkurjökull	Basalt plate	n.d.	n.d.	0.9
"	Iceland	Breidamerkurjökull	Marble	n.d.	n.d.	3
"	Iceland	Breidamerkurjökull	Marble	n.d.	n.d.	1
Vivian 1975	Swiss Alps	Grindelwald	Quartz	4.5	5 ⁽¹⁾	1
"	Swiss Alps	Allalin	Gneiss	30	6 ⁽²⁾	5

Notes: ⁽¹⁾ 1919–1924. ⁽²⁾ 1919–1925. n.d.: no data.

L'abrasion par les eaux sous-glaciaires liée notamment au mitraillage de sable sur le lit rocheux semble tout aussi efficace. R. Vivian (1975, p. 376) fait état de quelques observations ponctuelles qui montrent bien la puissance et de la rapidité de ce processus mais aucune étude systématique ne semble avoir été menée : un bloc de granite usé de 10 cm en 5 ans au

laboratoire régional EDF d'Albertville, la formation en 4 ans d'une marmite de géant large de 2,30 m et profonde de 2 m en moyenne sous le glacier du Gorner dans la région de Zermatt.

La mesure directe du *plucking* est encore plus complexe à mettre en oeuvre. Aussi, on ne dispose que d'observations ponctuelles réalisées à la faveur de cavités sous-glaciaires comme par exemple sous le glacier de Grinnell dans le Montana (Etats-Unis) où R.S. Anderson et al. (1982) ont observés le délogement de plusieurs blocs du lit rocheux. Entre 1977 et 1978, un bloc de 0,5 m³ a été déplacé de 40 mm le long d'une fracture (cité in Drewy, 1986, p. 86). En dépit de l'absence de mesures systématiques, plusieurs auteurs se sont exprimés sur l'importance relative du *plucking* par rapport à l'abrasion sous-glaciaire, en termes de volume sédimentaire produit par ces deux processus. G.S. Boulton (1979b) considère que le *plucking* est relativement plus efficace que l'abrasion tandis que H. Rothlisberger (1979) et R. Vivian (1979) pensent le contraire. Tous s'accordent cependant sur l'idée que la production relative de ces deux processus dépend en fait de l'importance des apports supraglaciaires. Lorsque la fourniture en outils abrasifs est limitée, comme sur une calotte de glace ou un *ice sheet*, l'abrasion est relativement modeste alors que le *plucking* reste capable de déloger et d'entraîner des blocs volumineux. Dans le cas des glaciers de vallée en revanche, les versants supraglaciaires fournissent des quantités importantes de matériaux dont une partie au moins va nécessairement nourrir le till de glace basale et augmenter le potentiel d'abrasion du glacier.

Au total, les méthodes directes ne permettent de saisir que très partiellement la vitesse des processus d'érosion fonctionnels sous un glacier. Même lorsqu'on dispose de mesures systématiques comme celles réalisées par G.S. Boulton (1974), les données sont beaucoup trop ponctuelles dans le temps comme dans l'espace pour renseigner avec fiabilité la vitesse des processus fonctionnels sous un glacier.

2.2.2- Des estimations indirectes de la vitesse de l'érosion

Faute de pouvoir mieux apprécier directement et individuellement la vitesse des différents processus glaciaires, les chercheurs ont élaboré des méthodes plus indirectes parmi lesquelles la quantification des flux de sédiments en transit dans les torrents proglaciaires ou piégés à l'aval de glaciers actifs, dans des lacs proglaciaires ou des fjords, occupent une place de choix, en témoigne la revue bibliographique proposée par B. Hallet et al. en 1996. En effet, les travaux de géomorphologie dynamique ont privilégié l'auscultation des systèmes d'érosion actifs car l'objet d'étude reste la physique des processus, beaucoup plus que la compréhension des formes, d'où peut-être une certaine propension à orienter les recherches vers l'étude de systèmes d'érosion actuellement fonctionnels et caractérisés par des processus particulièrement actifs (cf. les nombreuses quantifications réalisées sur les glaciers hyper actifs d'Alaska, Delmas et al., 2009). Ces différentes méthodes sont présentées dans la section 4 de ce chapitre et accompagnées d'une revue bibliographique qui montre la très grande variabilité des taux d'érosion (10⁻⁴ à 10 mm/an, Delmas et al., 2009).

Dès lors, toute la question est de savoir si les mesures réalisées sur systèmes fonctionnels sont directement transposables sur la longue durée et peuvent nourrir, sans biais notable, des travaux de modélisation de l'évolution du relief comme, par exemple, celui de J.M. Harbor et al. (1988, cf. section 3.2.3 de ce chapitre). Il y a là un débat sur la prise en compte du facteur temps et, finalement, le statut de la forme en géomorphologie dont nous tentons de préciser les termes dans la suite de ce chapitre.

3- Une géomorphologie des formes renouvelée

La géomorphologie dynamique n'a pas totalement occulté la recherche fondée en priorité sur l'analyse des formes à l'échelle du paysage. Ces dernières fournissent des bilans qui permettent de contrôler, sur la longue durée, l'efficacité de l'érosion glaciaire. C'est ce que montrent, en particulier, les travaux dirigés par A. Godard sur les socles des hautes latitudes.

3.1- Les travaux français sur les socles englacés des hautes latitudes : les dépôts corrélatifs au renfort d'une géomorphologie des formes

Dans ces recherches, la question de l'efficacité de l'érosion glaciaire s'inscrit dans une approche globale et à différentes échelles spatio-temporelles de l'évolution du relief : des grandes unités de relief façonnées sur la longue durée au modèle quaternaire, essentiellement glaciaire et périglaciaire sous ces latitudes. La démarche est historique, puisqu'il s'agit de reconstituer les grandes étapes de l'évolution du relief, et repose en priorité sur l'analyse des formes. Mais il s'agit d'une géomorphologie des formes profondément renouvelée par la prise en compte des formations corrélatives qui fournissent des chronologies relatives plus fiables que celle fondées seulement sur des critères géométriques. Ces travaux impulsés dès le début des années 1960 par A. Godard (1965) ont fait l'objet de plusieurs synthèses (Godard, 1984; Godard et al., 1994 ; Godard et al., 2001 ; Jarman, 2007).

On retiendra de ces travaux la remise en cause du dogme de la toute puissance de l'érosion glaciaire dans les domaines de socle des hautes latitudes. Cela tient probablement au regard original porté par A. Godard sur les paysages. Sa lecture globale et multiscale le conduit à l'évidence que l'empreinte glaciaire n'a pas radicalement remodelé les formes du relief, qu'elle a été suffisamment ténue pour que subsiste dans le paysage, comme sur un palimpseste, les grandes lignes des paléotopographies pré-quaternaires. La présence de tors et d'altérites pré-quaternaires jusqu'au cœur du domaine englacé en constituent la preuve la plus évidente. Ces marqueurs ont longtemps servi à délimiter l'emprise spatiale des paléoenglacements dans les hautes latitudes (Linton, 1949 ; Linton, 1950, cité in André, 2007) comme aux latitudes moyennes (Veyret, 1978 ; Gielen, 1984 ; André, 2007). Mais l'observation, en de nombreux points, d'une couverture de tills ou d'un semi de blocs allochtones coiffant les altérites ou le sommet des tors fournit la preuve incontestable de leur recouvrement par des glaciers au potentiel érosif limité (Peulvast, 1985). Une fois acquis le principe d'un recouvrement possible de ces formes et dépôts fragiles, l'analyse de leur répartition géographique au sein du domaine englacé a permis de mettre en évidence la très grande variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire. Comme le suggère M.F. André (2007), c'est là le point de départ de la théorie de l'érosion glaciaire différentielle de Sugden. L'utilisation de ces marqueurs comme témoin de la faiblesse de l'érosion glaciaire suppose cependant que les altérites résultent bien de processus de météorisation subaériens hérités du Tertiaire et ne sont pas d'origine hydrothermale. Dans ce dernier cas en effet, l'altération est nécessairement profonde et se renouvelle à un rythme plus rapide que pour une altération météorique. Il faut s'assurer aussi que la vitesse de pénétration du front d'altération n'a pas permis un renouvellement interglaciaire voire holocène du manteau d'altérites. A. Godard (1984 ; 1989) signale que seule une conjonction d'arguments d'ordre géométrique (lorsque les altérites sont associées à des paléotopographies préglaciaires), pétrographiques et minéralogique permet de trancher. L'origine préglaciaire des tors, quant à elle, a pu être

déduite de l'ampleur des microformes évidées à leur surface, certaines vasques des Ben Avon tors dans le Cairngorms pouvant atteindre 2 m de diamètre et de profondeur (Ballantyne, 1994). Compte tenu des vitesses de creusement mesurées pour l'Holocène dans les granites et syénites de Laponie (2 à 3,5 mm/an, André, 1995) et du fait que ces modelés se façonnent nécessairement au cours des phases interglaciaires, M. F. André (2007) déduit une durée d'évolution de l'ordre du million d'année pour les vasques des Cairngorms.

La recherche systématique des contrôles structuraux dans le développement des modelés et des formations d'origine glaciaire constitue un autre volet important de cet ensemble de travaux (Godard, 1975). Dans l'ouvrage de synthèse consacré aux régions de socle, M. F. André et J.P. Peulvast (1994) signalent *la mise en valeur des dispositifs monoclinaux du Sognefjord et du Boderval (crêtes et sillons orthoclinaux dans les mylonites et les roches supracrustales bordant au nord-ouest la nappe du Jotun) et de ceux du Scoresby Sund-Hurry Inlet, surcreusement aux dépens des sédiments mésozoïques* (Peulvast, 1988). De même, le canevas de la fracturation est fréquemment souligné, tantôt parce qu'il guide l'agencement des réseaux de vallées, comme sur la marge occidentale de l'Ecosse (Le Cœur, 1994), tantôt parce que l'empreinte glaciaire épouse les contrastes entre zones de broyage et volumes rocheux massif. M. F. André et J.P. Peulvast (1994) signalent que cela peut se traduire par une érosion différentielle originale caractérisée par *la mise en creux de certains quartzites très fracturés par rapport à des micaschistes massifs* (André, 1982 ; Peulvast, 1985) *et le maintien en relief de granitoïdes* (Peulvast, 1988). Enfin, plusieurs chercheurs intéressés par le rôle de la lithologie (cités in Godard, 1984) ont entrepris d'élaborer une échelle de résistance des roches face à l'érosion mécanique, c'est-à-dire en milieu froid face aux processus d'érosion glaciaire et périglaciaire, mais aussi face à l'altération chimique (*indice d'altérabilité globale*, Coque-Delhuille, 1981). A. Godard (1965) a montré l'existence d'une inversion de l'échelle de résistance qui se manifeste, dans le nord-ouest de l'Ecosse, par une mise en relief des quartzites pourtant très sensibles aux actions mécaniques du gel et de la glace (cité in Le Cœur, 1994). De même, dans l'archipel des Lofoten-Vesterålen, les contours des bassins raccordés au *strandflat* relèvent essentiellement de l'altérabilité inégale des roches, les facteurs mécaniques étant moins discriminants (Peulvast, 1986).

Ainsi, même en milieu froid où les processus d'érosion mécaniques liés au gel et à la glace sont extrêmement efficaces, l'altération chimique des climats subtropicaux pré-quaternaires reste un facteur important de différenciation du relief actuel dans les domaines de socle. Dans ces conditions, les glaciers s'avèrent être plus des agents de déblaiement de matériaux meubles ou fragilisés que des agents d'érosion efficaces et réellement capables de remodeler radicalement les formes du relief. Les parentés maintes fois soulignées entre les paysages de *fjeld* et de pénéplaines à *inselberg* illustrent bien ce propos.

Les contrôles structuraux sur le modelé d'érosion glaciaire sont un signe supplémentaire de l'impuissance relative de l'érosion glaciaire. En montrant que la glace est un agent d'érosion différentielle largement contraint par le contexte lithologique et structural, ces travaux fournissent finalement une clé permettant d'expliquer la pérennité des paléotopographies tertiaires jusqu'au cœur des domaines de socle englacés.

3.2- Le statut de la forme en géomorphologie dynamique

La forme n'est pas totalement absente des travaux de géomorphologie dynamique mais elle y présente un statut radicalement différent de celui que lui prêtent les travaux français présentés *supra*. Si A. Godard est sensible au paysage palimpseste et voit dans les

formes du relief la marque d'évolutions à différentes échelles spatio-temporelles, les travaux anglo-saxons répondant aux paradigmes de la géomorphologie dynamique conçoivent les formes du relief comme un marqueur du travail et de l'efficacité des processus. Cela suppose que, même sur substrat rocheux cohérent, les formes du relief sont calibrées, c'est-à-dire en équilibre avec la nature et la vitesse des processus qui les ont façonnées ainsi que la résistance des matériaux dans lesquelles elles sont modelées. *Landforms of glacial erosion can be viewed as modifications carried out to a glacier bed in such a way that the hydraulic geometry of the bed becomes more efficient for the evacuation of glacier ice* (Sugden & John, 1976). La finalité de ces travaux est donc de faire la part des différents facteurs qui conditionnent la vitesse des processus et l'efficacité du système d'érosion : variables glaciologiques, caractéristiques litho-structurales et topographiques du lit glaciaire, durée d'activité des processus et du système d'érosion. La plupart des manuels abordent cette question en proposant une analyse des formes d'érosion glaciaire à différentes échelles spatiales (Sugden & John, 1976, Bennet & Glasser, 1996, Benn & Evans, 1998). Nous nous limitons ici à quelques exemples de travaux conduits à l'échelle des grandes unités de relief et aux échelles moyennes (bassins, auges et cirques glaciaires, Tabl. 1.3).

Tabl. 1.3 : Typologie des formes d'érosion glaciaire
(Extrait de Sugden & John, 1976)

PROCESS	RELIEF TYPE	RELIEF SHAPE	SCALE									
			Micro									Macro
			m ⁻² (1 cm)	m ⁻¹ (10 cm)	m ⁰ (1 m)	m ¹ (10 m)	m ² (100 m)	m ³ (1 km)	m ⁴ (10 km)	m ⁵ (100 km)	m ⁶ (1,000 km)	m ⁷ (10,000 km)
Areal ice flow	Eminence	Streamlined	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Whaleback → ← Streamlined spur → </div>									
		Part-streamlined	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Rock drumlin → </div>									
	Depression	Streamlined	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Roche moutonnée → ← Flyggberg → </div>									
		Part-streamlined	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Striae → ← Groove → </div> <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← P-form → </div> <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Rock basin → </div>									
Linear flow in rock channel	Depression	Streamlined	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Trough → </div>									
Interaction of glacial and periglacial	Depression		<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Alpine trough → </div>									
	Eminence		<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> ← Cirque → </div> <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> Residual summit or horn </div>									

3.2.1- Le modèle d'érosion glaciaire différentielle de Sugden

L'objectif de D.E. Sugden est d'expliquer la diversité spatiale de l'empreinte glaciaire (Sugden, 1977; Sugden 1978) en faisant le lien entre processus et paysages. Il part de l'analyse des formes du relief dans les zones englacées par les inlandsis pléistocènes et individualise, dans la lignée des travaux de A. Godard, trois catégories de paysages (Sugden, 1974 ; Sugden & John, 1976) :

-Landscapes with little or no sign of erosion

Les formes d'érosion sont essentiellement d'origine fluviale (modèle de dissection des vallées organisé en un réseau hydrographique de type dendritique). Les pentes sont molles et tapissées d'épais manteaux de régolites. Le problème avec cette catégorie de

paysage est de prouver que des paléoenglacements les ont recouverts ; la seule preuve irréfutable étant présence de till et de blocs erratiques.

-Landscapes of areal scouring

Ces paysages correspondent aux *knock and lochan topography* décrites par D.L. Linton (1963). Les formes de rcurage glaciaire sont omniprésentes : bosses raclées et lacs de surcreusement se succèdent selon un agencement largement conforme au cadre litho-structural, aux zones de faiblesses imposées par fracturation en particulier. L'amplitude du relief est limitée à une centaine de mètres.

-Landscapes of selective linear erosion

Ces paysages occupent une situation intermédiaire entre les deux catégories précédentes puisque les traces de raclage sont importantes dans les vallées tandis que les plateaux sont peu modifiés par le passage des glaciers et portent même des traces de régolite et tors préglaciaires.

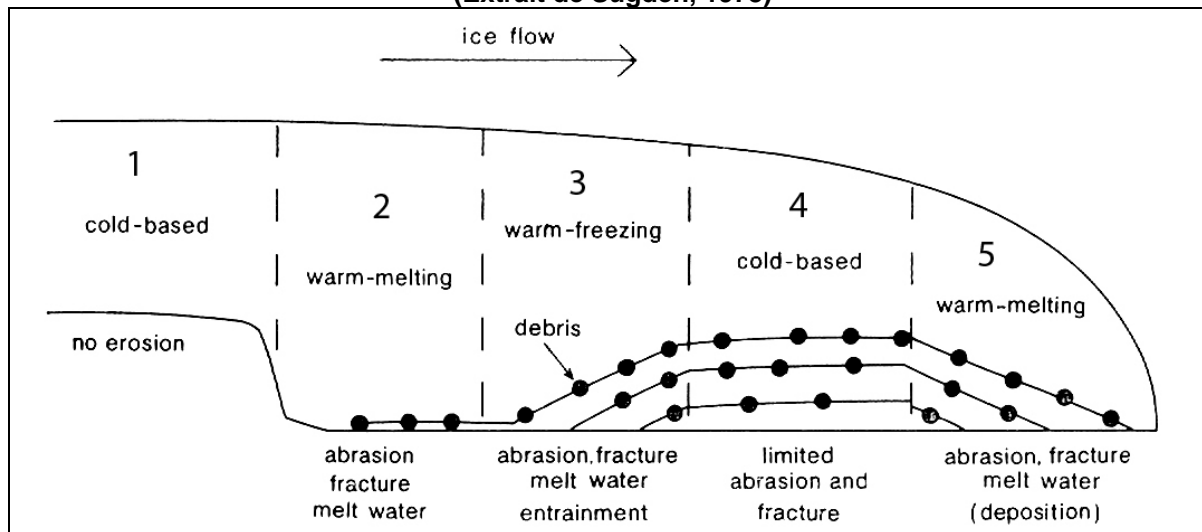
- Alpine landscapes

L'érosion glaciaire provient principalement de l'action de glaciers locaux dont le flux est canalisé par la topographie préglaciaire. Le relief est dominé par un réseau d'auge bien dessinée et les lignes de crêtes présentent les formes de recoupement (*horns* et arêtes).

Le modèle de D.E. Sugden repose sur l'hypothèse, issue des travaux de G.S. Boulton (1972), que l'érosion sous-glaciaire dépend principalement des conditions de température de la glace basale (Fig. 1.7). Pour G.S. Boulton, en effet, *the basal thermal regime controls the occurrence or otherwise of basal slip between ice and rock, the amount of melt water at the base, the relative importance of the mechanism of abrasion and plucking, and the processes of entrainment of rock particles* (Sugden, 1978). Dans cette optique, les trois catégories de paysages *supra* traduisent des conditions de température de glace basale différentes : *landscapes of areal scouring* correspondent aux secteurs où la température de la glace basale est proche du point de fusion, inversement *landscapes with little or no sign of erosion* correspondent aux secteurs où la température de la glace basale est négative et adhère au substrat, *landscapes of selective linear erosion* correspond à une situation intermédiaire où la température de la glace basale est proche du point de fusion dans l'axe des auges mais reste négative sur les lanières de plateau. Parmi les nombreux paramètres susceptibles d'affecter la température de la glace basale, D.E. Sugden retient l'épaisseur, la température de surface et la vitesse du flux de glace. Il prend en compte aussi la topographie du lit glaciaire dans la mesure où elle conditionne directement l'épaisseur et la vitesse du flux de glace sus-jacent. Compte tenu de ces paramètres, les trois types de paysages définis *supra* se répartissent depuis le centre vers la périphérie du paléoinlandsis, en direction des hautes latitudes d'une part et des latitudes tempérées d'autre part, selon une logique bien définie (synthétisée sur la figure 1.8).

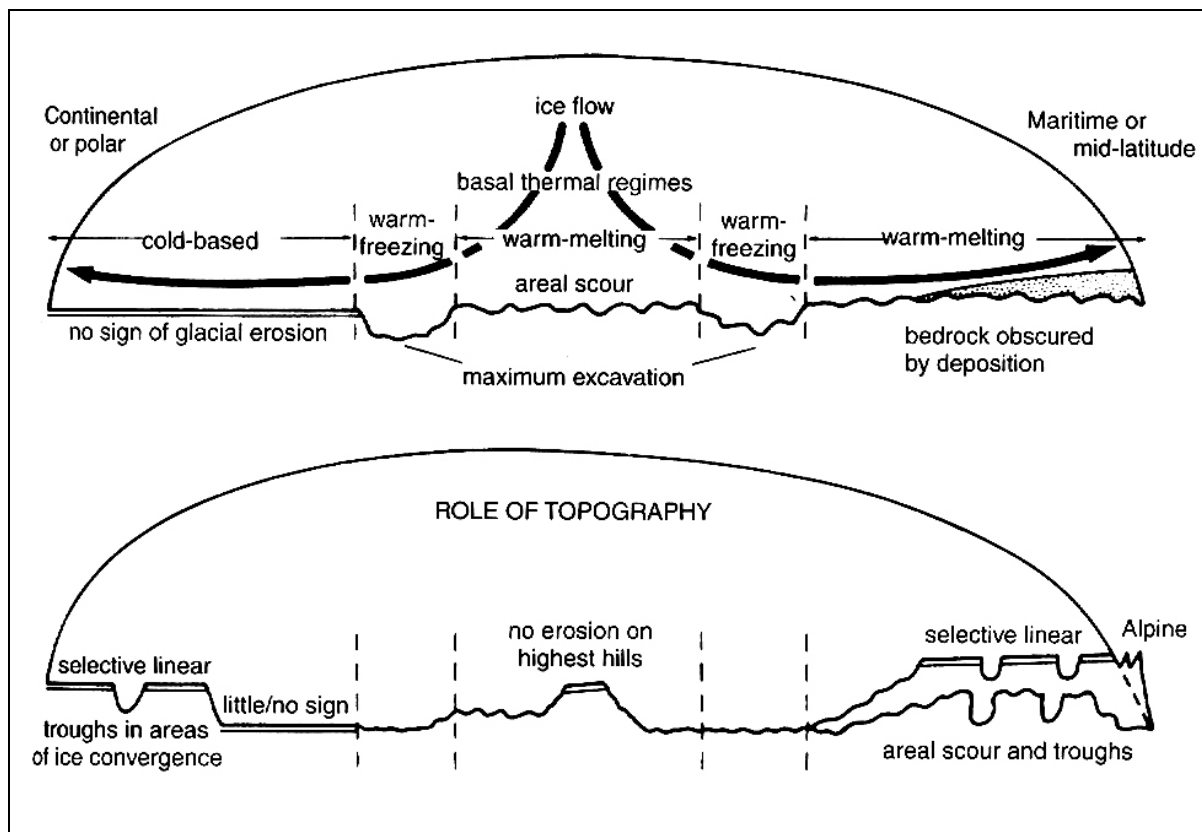
L'érosion est minimale, *Landscapes with little or no sign of erosion*, sur les zones de plateau des marges polaires ou continentales de l'inlandsis où les températures de surface sont minimales. L'épaisseur de la glace étant relativement limitée dans ces zones périphériques, les très basses températures pénètrent jusqu'à la base de l'inlandsis créant des conditions de glace basale très froide et peu mobile, d'autant moins mobiles que la topographie du lit glaciaire est sub-horizontale. Par contre dans les zones où la topographie du lit glaciaire a pu canaliser le flux de glace, augmentant ainsi sa vitesse et son épaisseur, des *landscapes of selective linear*

Fig. 1.7 : Modélisation des rapports entre processus d'érosion glaciaire et température de la glace basale sous un inlandsis
(Extrait de Sugden, 1978)



1-Glacier à base froide protecteur sauf s'il contient du till de glace basale comme c'est le cas sur le bloc 4 (l'existence d'une zone de fonte regel située immédiatement en amont explique l'existence d'un till de glace basal. 2- Glace proche du point de fusion mais en voie de fonte (*Warm-melting*) : situation favorable à l'efficacité des processus. 3- Glace proche du point de fusion mais en voie de regel (*warm freezing*) : situation associée à une recrudescence de l'érosion glaciaire qui se traduit par une prise en charge de débris par le glacier.

Fig. 1.8 : Le modèle d'érosion différentielle de Sugden
(Extrait de Benn & Evans, 1998)



erosion dominant. Au centre de l'inlandsis, l'épaisseur de la glace est maximale et les conditions de température de la glace basale proches du point de fusion favorables au développement de *Landscapes of areal scouring*. Cependant, des restes altérites peuvent subsister sur les plateaux où la vitesse du flux de glace diminue et les conditions de température de la glace basale deviennent moins favorables. L'érosion est maximale sur les marges maritimes ou de latitude moyenne des paléoinlandsis. L'épaisseur de la glace est limitée mais la vitesse des flux de glace et les conditions de température en surfaces suffisent à maintenir un régime thermal basal proche du point de fusion.

3.2.2- La mise au point d'outils d'analyse morphométrique

Si le travail de D.E. Sugden repose sur une lecture qualitative des formes, plusieurs chercheurs se sont attachés à produire une analyse quantifiée des formes du relief afin de produire une description plus objective de la variabilité spatiale du modelé. Cela concerne des formes de tailles variées : bassin, auge et surtout cirques glaciaires.

***A l'échelle du bassin glaciaire, l'indice de connectivité des vallées**

V. Haynes (1977) a montré que le degré de connectivité des vallées est un indicateur relativement fiable de l'intensité et de la durée des phases d'englacement. En effet, les bassins fluviaux sont caractérisés par des réseaux hydrographiques dendritiques et des interfluves relativement continus tandis que, dans les domaines recouverts par les paléo inlandsis, les formes sont beaucoup moins hiérarchisées en raison de l'ouverture de cols de transfluence et de diffluence lors des phases d'englacement pléistocènes.

***Quantifier le profil en travers d'une vallée glaciaire**

Le profil en travers en U caractéristique des auges glaciaires est assimilé à une forme géométrique simple, une parabole, et décrit à travers une loi puissance (Svensson, 1959).

$$Y = aX^b$$

Y : Distance verticale depuis le point le plus bas du plancher de l'auge

X : Distance horizontale maximale depuis le centre de la vallée

A : Constante associée à la largeur du plancher de l'auge

B : Constante associée à la raideur des versants de l'auge.

Les valeurs de b les plus fréquentes se situent entre 1,5 et 2,5 (Graf, 1970).

Le profil en travers d'une vallée glaciaire peut être caractérisé aussi par une équation quadratique (Wheeler, 1984).

$$Y = a + bX + cX^2$$

Y : Distance verticale depuis le plancher de l'auge

X : Distance horizontale depuis le centre de la vallée

a, b et c : coefficients mesurés statistiquement pour une population de vallée donnée.

Cette formule est plus adaptée que la loi puissance à une étude qui a pour finalité une comparaison entre plusieurs profils de vallées. Dans le premier cas, le but est de comparer un

profil de vallée donné à une forme géométrique simple, la parabole ; dans le second, le but est de comparer plusieurs profils en travers de vallée entre eux.

***Les travaux de morphométrie des cirques glaciaire**

Les travaux de morphométrie portant sur les cirques glaciaires sont beaucoup plus nombreux que ceux portant sur les auges et *a fortiori* sur les bassins glaciaires. Cela tient probablement au fait que le cirque glaciaire est la forme d'érosion glaciaire la plus évidente et la plus caractéristique de l'empreinte glaciaire quaternaire. Les paramètres et indices morphométriques les plus fréquemment utilisés seront présentés ultérieurement, en préambule de la morphométrie des cirques glaciaires est-pyrénéens qui fait l'objet du chapitre 8. On se contentera ici de signaler dans quelle mesure la recherche de relations d'allométrie a nourri le débat sur les modalités de croissance d'un cirque glaciaire et, *in fine*, sur la nature des processus responsables de la forme en creux.

- Origine et signification des concepts d'allométrie et d'isométrie

Les concepts de croissance allométrique ou isométrique sont issus de la biologie. Ils expriment la relation statistique qui existe entre le rythme de croissance d'un organisme vivant (donné en poids ou en taille) et le rythme de croissance de certains de ses paramètres biologiques (croissance de la longueur du fémur, croissance de la taille du cerveau...). On dit qu'il y a **isométrie** si les paramètres biologiques de l'organisme vivant croissent au même rythme que sa taille ou que son poids global. Il y a **allométrie positive** si les paramètres biologiques de l'organisme vivant croissent plus vite que sa taille ou que son poids global. Il y a **allométrie négative** si les paramètres biologiques de l'organisme vivant croissent moins vite que sa taille ou son poids global. Le plus souvent, les relations d'allométrie ou d'isométrie s'expriment sous la forme d'une fonction puissance :

$$Y = aX^b$$

- **X** et **Y** représentent les deux séries de variables qu'on souhaite mettre en relation
- **a** : coefficient empirique
- **b** : exposant d'allométrie.

Il y a **isométrie** si **b=1** et **allométrie** si **b** est **significativement différent de 1**.

Les propriétés des logarithmes¹ permettent de calculer les valeurs de **a** et de **b** de la façon suivante :

(i) $Y = aX^b$ équivaut à $\ln(Y) = \ln(a) + b \ln(X)$

(ii) Dès lors, le calcul de la droite de régression linéaire (du type $y = bx + a$) entre la série de valeurs **ln (X)** et la série de valeurs **ln (Y)** donne directement la valeur du coefficient empirique (**a**) et de l'exposant d'allométrie (**b**)

(iii) La valeur du coefficient de corrélation (**R**), ou du coefficient de détermination (**R²**), renseigne la qualité de la régression linéaire et, par conséquent, la pertinence du coefficient d'allométrie ainsi obtenu.

¹ L'usage des logarithmes permet de transformer des produits en somme : $\ln(ab) = \ln(a) + \ln(b)$ et des relations puissance en produits : $\ln(a^k) = k \ln(a)$.

- *Allométrie dynamique, allométrie statique et hypothèse ergodique*

En théorie, la recherche de relations d'allométrie ou d'isométrie entre deux paramètres peut être appliquée à deux types de séries de statistiques (Bull, 1975) :

- On parle **d'allométrie dynamique** lorsque les paramètres mis en relation correspondent à deux séries chronologiques : un même objet fait l'objet de deux mesures à plusieurs reprises au cours du temps.

- On parle **d'allométrie statique** lorsque les paramètres mis en relation ne sont pas des séries chronologiques mais des séries de mesures réalisées à un instant T sur autant d'objets qu'il y a de mesures. Dans ce cas, l'hypothèse ergodique¹ permet de considérer cet échantillonnage spatial comme l'équivalent d'un échantillonnage temporel. En géomorphologie, cela concerne notamment les séries quantitatives issues d'analyses morphométriques.

- *Allométrie, isométrie et modalité de façonnement des cirques glaciaires*

Les modalités de développement des cirques glaciaires ont fait l'objet depuis la fin du 19^e siècle d'un débat contradictoire. Pour certains, les cirques glaciaires se développent plus par recul de paroi, *via* l'action du gel sur la rimaye, que par abaissement des planchers, *via* les processus sous-glaciaires (abrasion, *plucking*...). Pour d'autres au contraire, les vitesses d'abaissement des planchers compensent, voire dépassent, les vitesses de recul des parois car les processus d'érosion sous-glaciaires sont responsables de l'essentiel de la forme en creux (cf. revue bibliographique in I. S. Evans, 2008, pp. 438-447, *Wearing Down versus Wearing Back : cirques, 1900-1970*). A partir des années 1970, les travaux de morphométrie des cirques glaciaires se multiplient et s'inscrivent largement dans cette problématique (Gordon, 1977, Olyphant, 1981, Evans & Cox, 1995, Haynes, 1998 ; Gordon, 2001, Brook et al., 2006 ; Evans, 2006). Dans ce sillage, certains auteurs ont vu dans la recherche de relations d'allométrie ou d'isométrie entre paramètres de taille (longueur, largeur, amplitude) un moyen de trancher la question. Ainsi, G. A. Olyphant (1981) propose de mettre en relation le volume global d'un cirque glaciaire (V calculé tel que $\text{Longueur} \times \text{Largeur} \times \text{Amplitude}$) et plusieurs paramètres morphométriques (longueur, largeur et amplitude) susceptibles de renseigner la tendance à l'allongement, à l'élargissement et au creusement (approfondissement) des cirques glaciaires. Comme $V = L_o \times L_a \times A$, $V = a^1.a^2.a^3 V^{b^1+b^2+b^3}$ et $a^1.a^2.a^3 = b^1.b^2.b^3 = 1$, plusieurs cas de figure sont envisageables :

(i) Les cirques ont un développement isométrique (longueur, largeur et amplitude se développent au même rythme) si $b^1 = b^2 = b^3 = 1/3$.

(ii) Les cirques ont un développement allométrique (longueur, largeur et amplitude ne se développent pas au même rythme) si $b^1 \neq b^2 \neq b^3 \neq 1/3$. Par exemple, si les cirques s'allongent plus vite qu'ils s'élargissent et se creusent, on a $b^1 > b^2 > b^3$. Si les reculs de paroi de cirques est uniforme et plus rapide que l'abaissement des plancher, on a $b^1 = b^2 > b^3$

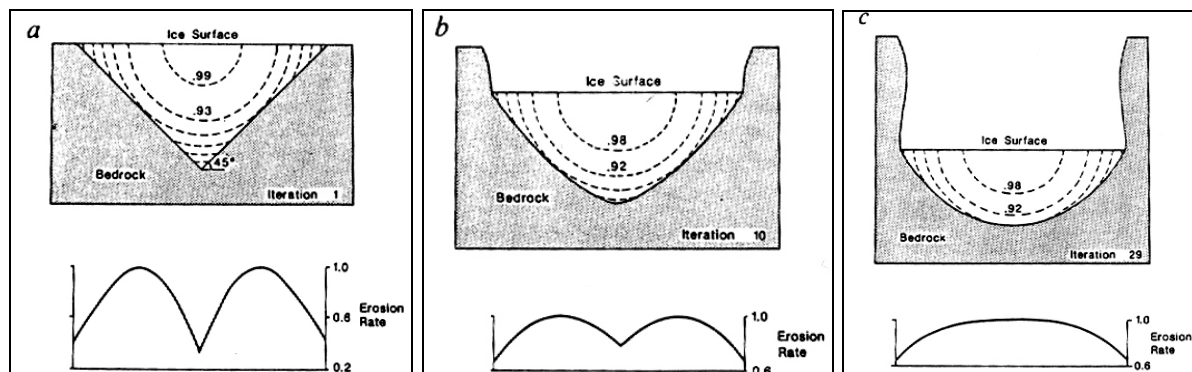
¹ L'hypothèse ergodique postule que l'on obtient théoriquement les mêmes résultats en moyennant les états d'un ensemble statistique de N entités échantillonné à un même instant et en moyennant les états d'une seule entité échantillonnée au cours de son évolution temporelle.

Les relations d'allométrie calculées par I. S. Evans (2006) reposent sur les mêmes principes mais plutôt qu'utiliser le volume (donc des m^3) comme paramètre mesurant la taille globale du cirque glaciaire, I. S. Evans utilise la racine cubique du volume (*Size* telle que $Volume = Size^3$, Evans, 2006, p.17) afin de mettre en relation des paramètres fondés sur la même unité de mesure (en l'occurrence des mètres), conformément à ce que préconisent plusieurs auteurs (Gould, 1972 ; Bull, 1975). Sur ces bases, les cirques ont un développement isométrique (longueur, largeur et amplitude se développent au même rythme) si $b^1 = b^2 = b^3 = 1$ et un développement allométrique (longueur, largeur et amplitude ne se développent pas au même rythme) si $b^1 \neq b^2 \neq b^3 \neq 1$.

3.2.3- Des travaux de modélisation théorique de l'évolution du relief

Le modèle de J.M. Harbor et al. (1988) simule l'évolution du profil en travers d'une vallée glaciaire en roche homogène. Il repose sur l'hypothèse, issue du modèle d'abrasion de B. Hallet (1979) que, dans le cas d'un glacier de vallée de type alpin, le taux d'érosion est proportionnel à la vitesse du flux de glace basale. Sur ces bases, une modélisation de la distribution de la vitesse de glissement basal sur les versants d'une vallée en V, et donc de l'érosion glaciaire, montre que l'érosion est maximale dans la partie médiane des versants et minimale dans l'axe et sur les marges du glacier. Cette distribution des forces tend à raidir la base des versants, à élargir le fond de la vallée et finalement à élaborer un profil en travers en auge caractéristique des vallées glaciaire (Fig. 1.9). Au fur et à mesure que le profil en travers se calibre, la distribution des forces sur le profil s'équilibre et se concentre sur l'axe central de la vallée. La durée nécessaire à l'établissement de ce profil en *steady state* serait de l'ordre de 100 000 ans.

Fig. 1.9 : Le modèle de Harbor (Extrait de Harbor et al., 1988)



A- Itération 1 : Profil en travers de vallée fluviale envahi par une langue de glace. La vitesse de flux de glace et les taux d'érosion sont maxima dans la partie médiane des versants et minima dans l'axe de la vallée ainsi que sur les marges de la langue de glace.

B- Itération 10 : La base des versants commence à s'élargir. La vitesse du flux de glace et les taux d'érosion s'équilibrent : l'écart entre les zones d'érosion maximale et minimale s'estompe.

C- Itération 29 : Le profil en travers est calibré. La forme en U permet un écoulement optimal du flux de glace et une érosion régulière des versants et du fond de l'auge.

Que ce soit à travers une lecture sensible ou quantitative des formes du relief, ces travaux montrent tous la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire. Depuis le modèle d'érosion glaciaire différentielle de D. E. Sugden, de nombreux travaux (synthèse in Kleman & Glasser, 2007) ont confirmé l'importance des paramètres glaciologiques et du contexte topographiques et litho-structural pour expliquer cette diversité spatiale. Par contre, la part du facteur temps reste pour l'essentiel à préciser. La plupart des travaux de géomorphologie

dynamique assimilent le facteur temps à la notion de durée. C'est notamment le cas de J.M. Harbor et al (1988) lorsqu'ils s'interrogent sur la durée nécessaire pour construire une forme calibrée. La simulation intègre des vitesses de glissement basal, donc des vitesses d'érosion glaciaire, variables d'un point à l'autre du profil en travers mais constantes dans le temps. Or, on a toutes les raisons de penser que les paramètres glaciologiques ont fluctué au cours du temps. Les enregistrements paléoclimatiques quaternaires sont maintenant suffisamment précis pour que l'on soit obligé d'envisager des variations rapides et fréquentes du bilan de masse glaciaire, à l'échelle du Quaternaire bien sur, mais aussi à l'échelle du cycle glaciaire. Dans ces conditions, l'application d'un taux d'érosion constant sur toute la durée d'un cycle glaciaire introduit une approximation qui est sans doute loin d'être négligeable.

4. Quantifier la vitesse de l'érosion glaciaire

Quelque soit le courant scientifique dans lequel s'inscrivent les recherches, une constante apparaît depuis les années 1950, celle d'un besoin de quantification du rythme de l'activité érosive. Les méthodes de quantification mises en œuvre sont variées et livrent des vitesses d'érosion de signification sensiblement différentes. Certaines valeurs représentent des instantanés et renseignent le rythme actuel de l'activité érosive, d'autres sont des moyennes temporelles et lissent la variabilité réelle du rythme de l'érosion. Enfin, certaines donnent directement une mesure de la dénudation sous-glaciaire tandis que d'autres fournissent, via une quantification du transit sédimentaire, des vitesses moyennes de l'activité érosive réalisée sur l'ensemble d'un bassin d'alimentation donné.

On propose ici une revue globale des travaux de quantification de l'érosion en contexte glaciaire (~ 400 valeurs recensées) qui fait clairement la part des différentes méthodes en œuvre pour produire ces taux (Delmas et al., 2009, cf. Annexe B).

4.1- L'apport des flux sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires

4.1.1- Le principe de la méthode et la signification des taux d'érosion qu'elle produit

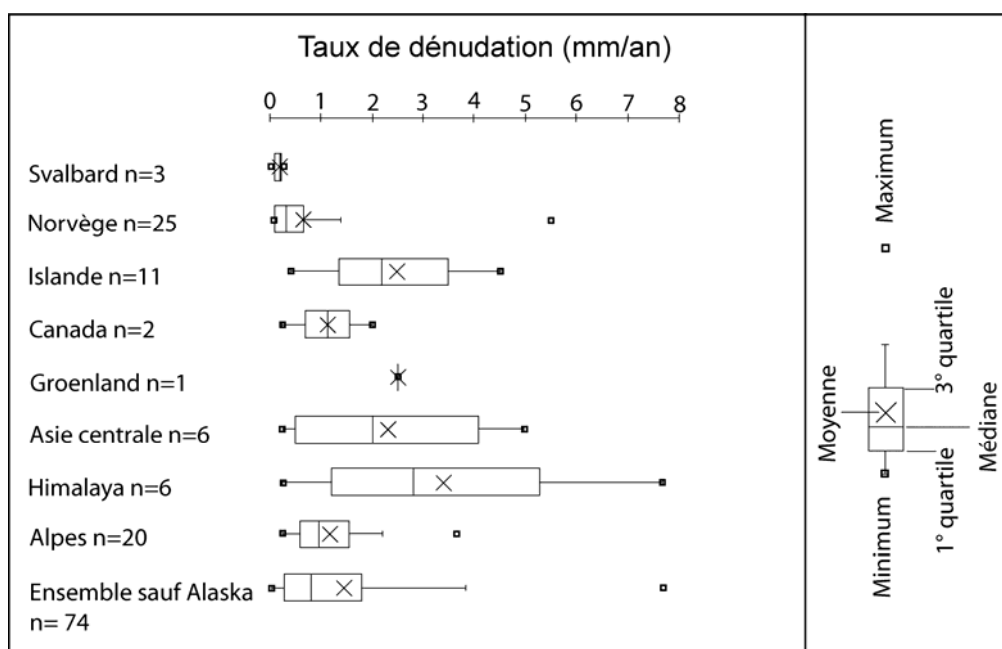
La méthode consiste à mesurer le volume de la charge alluviale transportée par les torrents émissaires de glaciers actifs. L'échantillonnage repose sur les mêmes techniques que celles utilisées pour m'importe quel cours d'eau ; aussi, les mesures portent-elles systématiquement sur la charge en suspension et en solution, plus rarement sur celle tractée au fond étant donnée la complexité du dispositif d'échantillonnage à mettre en œuvre. Les séries de mesures les plus longues couvrent quelques décennies mais elles se limitent dans la plupart des cas à quelques années (Tabl. 1.4). Le flux sédimentaire enregistré à l'exutoire (m^3/an) est rapporté à la superficie du bassin d'alimentation afin de mesurer la dénudation réalisée en moyenne sur l'ensemble du bassin glaciaire.

4.1.2- Les plages de vitesse obtenues à partir de cette méthode

Le tableau 1.4 montre la très grande étendue de la gamme des vitesses obtenues avec cette méthode, de 0,019 à 60,07 mm/an. Les records sont toujours enregistrés dans le sud-est de l'Alaska où le contexte morphostructural (orogène actif, ampleur du relief et des pentes, roches peu résistants) et climatique (glaciers bien alimentés, vitesses d'écoulement rapides) sont favorables à une érosion particulièrement active. Si on écarte ces valeurs extrêmes (Fig.

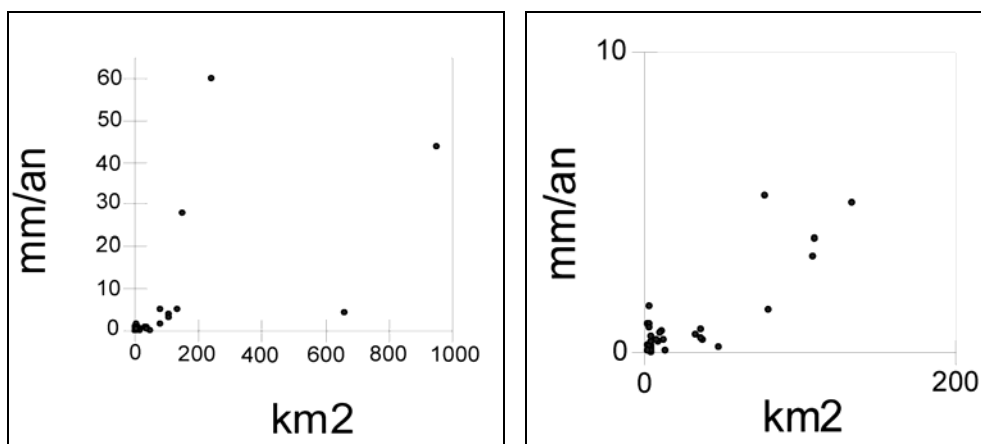
1.10), la gamme des valeurs reste étendue et oscille entre 0,019 et 7,7 mm/an. La médiane, beaucoup plus significative que la moyenne tirée vers le haut par les valeurs extrêmes, se place à 0,8 mm/an. Cela relativise très largement la toute puissance de l'érosion glaciaire et montre à quel point les facteurs locaux jouent un rôle déterminant. Par contre, la taille du bassin glaciaire ne semble pas constituer un facteur essentiel quant à la vitesse de dénudation moyenne (Fig. 1.11).

Fig. 1.10 : Taux de dénudation fondés sur des quantifications de flux sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires



Le graphe moustache est construit à partir de l'ensemble des données recensées dans la table 1.3, à l'exception des données Alaska qui donnent toutes des valeurs extrêmes (n= 6, valeur minimale= 5 mm/an, valeur maximale = 60,07 mm/an).

Fig. 1.11 : Relation entre le taux de dénudation et la taille du bassin glaciaire



Le nuage de points contient 38 couples de valeurs (cf. Table 1.3, lignes où taille BV renseignée). La plupart des points correspondent à des taux faibles et des bassins versants de taille limitée. Il n'y a pas de relation évidente entre la taille du bassin versant et la vitesse de dénudation glaciaire

Tabl. 1.4 : Taux de dénudation fondés sur des quantifications de flux sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)

Reference	Glacier name	Sediment load type	Measurement interval (yr)	Catchment area (km ²)	Mean erosion rate (mm/yr)
Alaska					
Corbel 1959	Muir	So. Sus. BL	n.d.	n.d	5
Humphrey et al. 1994	Various	n.d.	3	78	5.19
Hunter 1994	Grand Pacific	n.d.	3	950	43.68
Hunter 1994	Margerie	n.d.	3	240	60.07
Hunter 1994	Muir	n.d.	3	148	28.05
Reid 1892	Muir	Sus.	n.d.	n.d	19
Canada					
Corbel 1959	Saskatchewan	So. Sus. BL	n.d.	n.d	2 ⁽¹⁾
Hammer et al. 1983	Hilda	n.d.	2	2,2	0.26
Greenland					
Corbel 1959	Isortok	So. Sus. BL	n.d.	n.d	2.5 ⁽¹⁾
Iceland					
Björnsson 1979	Hoffellsjökull	Sus.	n.d.	n.d	0.9
Björnsson 1979	Langjökull	Sus.	n.d.	n.d	0.4
Björnsson 1979	Myrdalsjökull	Sus.	n.d.	n.d	4.5
Björnsson 1979	Vatnajökull	Sus.	n.d.	n.d	3.2
Corbel 1959	Auserfjörður, Hornafjörður	So. Sus. BL	n.d.	n.d	2.2 ⁽¹⁾
Corbel 1959	Jökulsá	So. Sus. BL	n.d.	n.d	2.2 ⁽¹⁾
Corbel 1959	Hoffellsjökull	So. Sus. BL	n.d.	n.d	3.2 ⁽¹⁾
Corbel 1959	Hofsjökull	So. Sus. BL	n.d.	n.d	1.8 ⁽¹⁾
Lawler et al. 1992	Jökulsá	n.d.	n.d.	110	3.8
Lliboutry 1965	Vatnajökull	Sus.	n.d.	n.d	0.65
Thorarinsson 1939	Hoffellsjökull	Sus.	n.d.	n.d	4.2
Svalbard					
Barsch et al. 1997	Kvikkåa	Sus. BL	2	5	0.019 ⁽²⁾
Barsch et al. 1997	Glopbreen	Sus.	1	5	0.187 ⁽²⁾
Bogen 1993	Brøggerbreen	n.d.	n.d.	n.d	0.27
Norvège					
Bogen 1989	Austre Memurubreen	Sus. BL ⁽³⁾	6	9	0.38
Bogen 1989	Bondhusbreen	Sus. BL ⁽³⁾	2	12	0.44
Bogen 1989	Erdalsbreen	Sus. BL ⁽³⁾	7	11	0.7
Bogen 1989	Vesledalsbreen	Sus. BL ⁽³⁾	6	4	0.09
Bogen 1989	Engabreen	Sus. BL ⁽³⁾	10	38	0.41
Bogen 1989	Trollbersdalsbreen	Sus. BL ⁽³⁾	5	2	0.96
Bogen 1989	Høgbreen	Sus. BL ⁽³⁾	3	2,6	0.07
Bogen 1989	Sandskardfonna	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	3.6	0.09
Bogen 1989	Steinhusflatebreen	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	4.3	0.07
Bogen 1989	Tindfjellsbreen	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	2.5	0.06
Bogen 1989	Skålbreen	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	4.8	0.23
Bogen 1989	Bødalsbreen	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	13.5	0.08
Bogen 1989	Tverrelvskardet	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	10.1	0.65
Corbel 1959	Heilstugubreen	So. Sus. BL	n.d.	n.d	1.4
Corbel 1959	Heilstuga (Jotunheim)	So. Sus. BL	n.d.	n.d	1.4
Corbel 1959	Memurelven	So. Sus. BL	n.d.	n.d.	1.6
Hallet et al. 1996	Nigardsbreen	Sus. BL	25	48	0.15

Reference	Glacier name	Sediment load type	Measurement interval (yr)	Catchment area (km ²)	Mean erosion rate (mm/yr)
Kjeldsen 1981	Nigardsbreen	Sus. BL	13	n.d	0.165
Kjeldsen 1981	Engabreen	Sus. BL	12	n.d	0.218
Kjeldsen 1981	Erdalsbreen	Sus. BL	7	n.d	0.61
Kjeldsen 1981	Austre Memurubreen	Sus. BL	6	n.d	0.313
Kjeldsen 1981	Vesledalsbreen	Sus. BL	6	n.d	0.073
Kjeldsen 1983	Visa	Sus. BL ⁽³⁾	2	33	0.6
Liestøl 1967	Storobreen	Sus.	n.d.	n.d	0.1
Rekstad 1911	Engabreen	Sus.	n.d.	n.d	5.5
Alpes suisses					n.d
Beecroft 1983	Tsidjiore	Sus.	2	3.6	0.94
Beecroft 1983	Tsidjiore	Sus. BL ⁽⁴⁾	2	3.6	1.545
Bezinge 1987	Tsidjiore	n.d.	n.d.	4.8	0.56
Bezinge 1987	Lower Bertol	n.d.	n.d.	8.2	0.41
Bezinge 1987	Stafel	n.d.	n.d.	36	0.77
Bezinge 1987	Gorner	n.d.	n.d.	80	1.4
Bezinge 1987	Massa	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	n.d	1
Bezinge 1987	Dixence	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	n.d	1.3
Bezinge 1987	Drance	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	n.d	1.7
Bezinge 1987	Ferpècle	Sus. BL ⁽³⁾	n.d.	36	0.47
Collins 1998	Gorner	Sus.	1	n.d	0.82
Lliboutry 1965	Lower Aar	Sus.	n.d.	n.d	0.6
Lliboutry 1965	Rhône	Sus.	n.d.	n.d	0.29
Lliboutry 1965	Karsa	Sus.	n.d.	n.d	1.5
Lliboutry 1965	Reuss	Sus.	n.d.	n.d	0.24
Warburton et al. 1993	Arolla	Sus. BL. At	2	n.d	3.64
Alpes françaises					
Corbel 1962	St Sorlin	Sus.	n.d.	n.d	2.2 ⁽¹⁾
Corbel 1959	Bossons	So. Sus. BL	n.d.	n.d	1.8 ⁽¹⁾
Corbel 1959	L'Étendard	So. Sus. BL	n.d.	n.d	1.6 ⁽¹⁾
Maizels 1978	Bossons	Sus. BL	n.d.	n.d	0.75
Asie centrale					
Chernova 1981	Fedchenko	n.d.	35	662	4.36
Chernova 1981	Zaravshanskiy	n.d.	83	134	4.98
Chernova 1981	RGO	n.d.	25	109	3.19
Chernova 1981	IMAT	n.d.	6	3.8	0.83
Chernova 1981	Ajutor-3	n.d.	36	3.4	0.24
Chernova 1981	Karabatak	n.d.	15	4.7	0.38
Himalaya					
Bhuyiyani 2000	Siachen	Sus. BL	5	n.d	0.252
Collins 1998	Batura	Sus.	1	n.d	3.83
Collins 1998	Batura	Sus. BL	1	n.d	7.7
Gardner et al. 1984	Rakiot	n.d.	1	93.3	5.75
Haritashya et al. 2006	Gangotri	Sus. BL	4	86.36	1.8
Singh et al. 2003	Dokriani	n.d.	1	n.d	1

Notes: BL: bedload, Sus: suspended load, So: Solute load, At: ablation till

⁽¹⁾ Value directly provided in reference and based on a 1.25/2.5 sediment to bedrock density ratio.

⁽²⁾ Rate given in t/km²/yr and converted to mm/yr using a bedrock density of 2.7.

⁽³⁾ BL was not measured but estimated on the assumption that BL = Sus.

⁽⁴⁾ BL was not measured but estimated on the assumption that the BL/Sus. ratio was equivalent to the ratio measured on the Grand Dixence glacier. ⁽⁵⁾ n.d.: no data.

4.1.3- Peut-on ouvrir la « boîte noire » ?

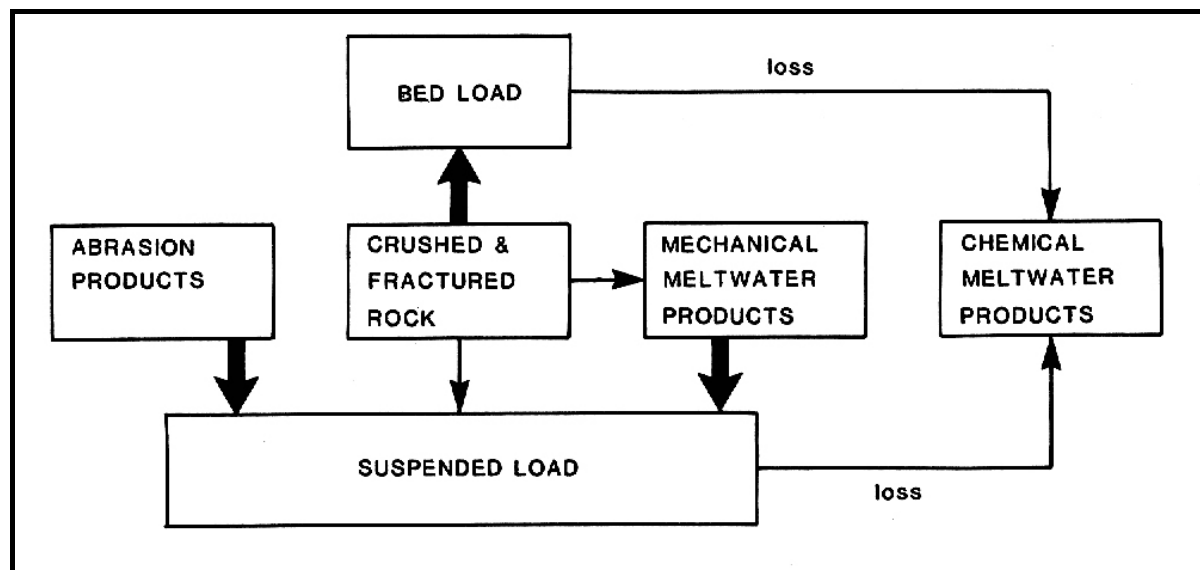
Nous l'avons signalé, les quantifications produites par cette méthode fournissent un **bilan global de l'activité érosive réalisée en moyenne sur l'ensemble du bassin glaciaire au cours d'une période donnée**, qui est en général de très courte durée. En effet, la méthode repose sur le principe de la « boîte noire » ; toute l'attention est portée sur ce qui sort du système tandis que son fonctionnement interne reste au second plan. Cependant, plusieurs auteurs ont cherché à en pénétrer les rouages afin de préciser la provenance spatiale des flux sédimentaires et le bassin versant de référence, la part des divers processus producteurs de débris en contexte glaciaire, la place des héritages et des relais sédimentaires.

La question de la provenance du flux sédimentaire en transit dans les torrents proglaciaires a fait l'objet de plusieurs études car préciser les provenances permet, indirectement certes, de préciser les processus responsables de la fourniture des matériaux. En effet, le volume sédimentaire issu des versants supraglaciaires ou des marges proglaciaires n'est pas produit par les mêmes processus que ceux fonctionnels sous le glacier. Cela permet en outre de préciser la superficie du bassin d'alimentation à prendre en compte lorsqu'il s'agit de transformer les volumes sédimentaires en taux de dénudation et de voir, en particulier, s'il est plus pertinent de retenir la superficie du lit glaciaire ou s'il est nécessaire de prendre en compte, aussi, les versants supraglaciaires dans la mesure où ces derniers alimentent le glacier en matériaux. Pour H.M. Mills (1979), deux tiers de la charge totale issue du glacier Nisqually (Mount Rainier, Washington) a une origine sous-glaciaire. K.M. Hammer & M.D. Smith (1983) montrent sur le glacier Hilda (Rocheuses, Canada) d'une part que 46% de la charge tractée au fond et seulement 6% de la charge en suspension ont une provenance supraglaciaire, d'autre part que 47% de la charge totale et seulement 27% de la charge grossière ont une provenance sous-glaciaire et proglaciaire (cité *in* Fenn, 1987 p. 73). En fait, les études sur la provenance des flux sédimentaires sont peu nombreuses. Les quelques données disponibles indiquent cependant que la part des différentes zones contributives est extrêmement variable car fonction de multiples facteurs, au premier rang desquels le contexte géomorphologique du bassin glaciaire (présence ou non de relief supraglaciaires : Fenn, 1987).

La question de la part des divers processus responsables de la fourniture des débris en transit dans les eaux proglaciaires est abordée à travers une analyse granulométrique de la charge. D. Drewy (1986) conçoit que la charge fine en suspension provient d'une combinaison complexe de processus : abrasion glaciaire proprement dite et par les eaux de fonte sous-glaciaire, broyage en débris fins de blocs en transit issus du *plucking*. Mais il considère en revanche que la charge tractée au fond est essentiellement issue de la fracturation et de l'arrachement de matériaux grossiers sur le lit glaciaire (Fig. 1.12). Parallèlement, plusieurs études montrent que la part des MES dans un torrent proglaciaire est sensiblement comparable à celle tractée au fond (Gurnell, 1987; Hallet et al., 1996 ; cf. Tabl. 1.5). Cela signifie, compte tenu de l'hypothèse formulée par D. Drewy (1986), que la moitié du volume sédimentaire en transit dans les eaux de fonte provient du *plucking*. Mais, dans cette analyse, l'auteur néglige totalement le fait que des apports issus des versants supraglaciaires puissent nourrir aussi le flux sédimentaire en matériaux grossiers, comme l'indiquaient les données issues du glacier Hilda (cf. *supra*). Quand à la charge en solution, on a déjà signalé que les taux élevés fréquemment enregistrés sont liés à la dissolution de la

charge en suspension, beaucoup plus qu'à une dissolution directe du lit rocheux (Fig. 1.6 et 1.12).

Fig. 1.12 : Contribution des principaux processus d'érosion glaciaire à la production de charge tractée au fond et en suspension
(Extrait de Drewy, 1986)

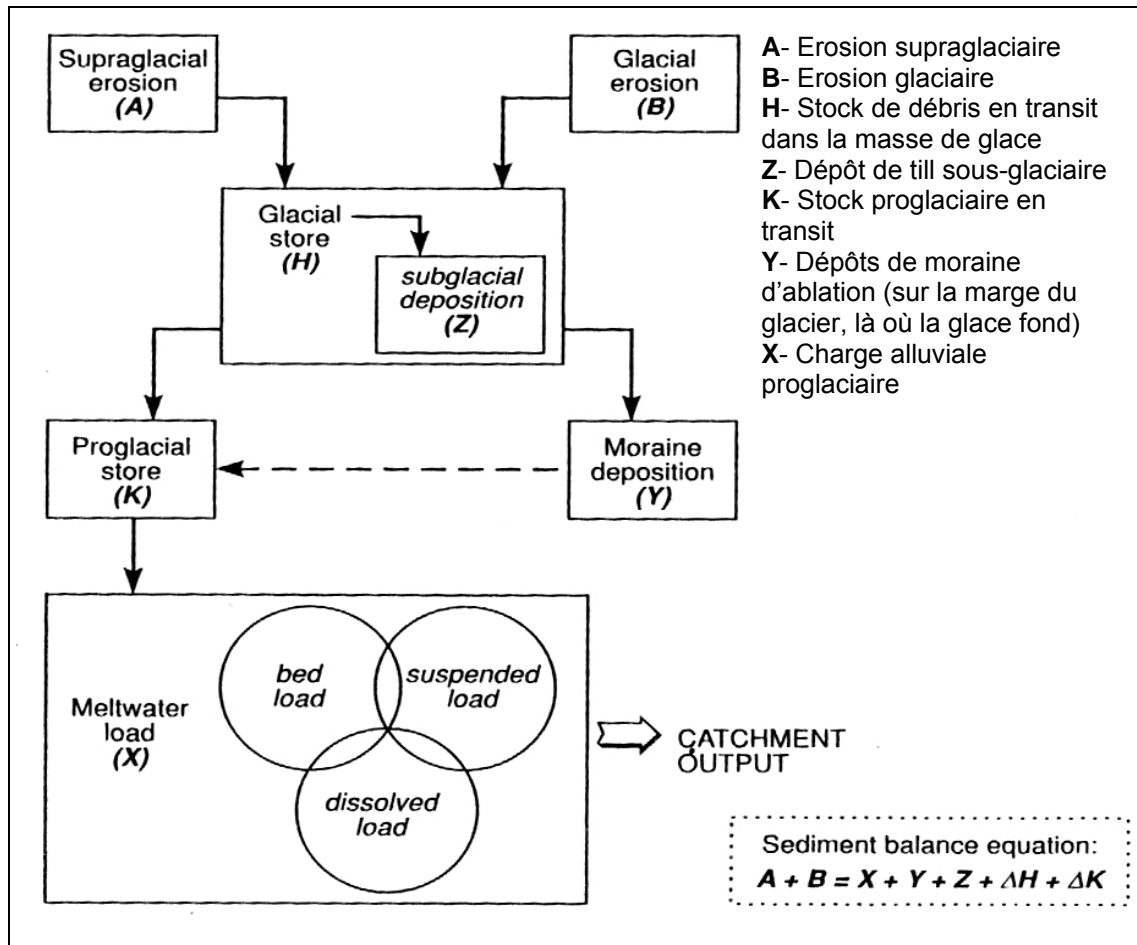


Tabl. 1.5 : Part de la charge en suspension et de celle tractée au fond dans le flux proglaciaire issus de glaciers de type alpins
(Extrait de Gurnell, 1987)

Glacier	Catchment area (km ²)	Glacier cover (%)	Year	Bedload		Suspended	
				t	%*	t	%*
Tsidjiore Nouve, Switzerland	4.8	70	1981	6400	40	9500	60
			1982	4300	33	8700	67
Bondhusbreen, Norway	12.6	87	1979	5200	56	4100	44
			1980	3060	42	4300	58
Engabreen, Norway	50	76	1979	7300	37	12200	63
			1980	8600	36	15500	64
Nigardsbreen, Norway	65	72	1979	14000	43	18400	57
			1980	5200	30	11900	70
Hilda, Canada	2.24	?	1977	784	59	548	41
			1978	981	55	808	45

*Percentage of total bed material load.

Fig. 1.13 : Organigramme du transfert sédimentaire glaciofluvial
(Extrait de Warburton et al., 1993)



La question de relais sédimentaires, c'est-à-dire de l'existence éventuelle de matériaux produits par des systèmes d'érosion hérités dans le flux proglaciaire actuel, est posée par l'ensemble des auteurs sans qu'aucun élément de réponse concret ne soit réellement apporté. En contexte glaciaire, les relais potentiels sont bien évidemment de nature paraglaciale. Depuis l'étude de M. Church & J.M. Ryder (1972), on sait que le volume sédimentaire mesuré à l'exutoire d'un glacier augmente sensiblement en contexte de déglaciation car les dépôts abandonnés par le glacier en cours de régression sont remaniés par les eaux de fusion. La durée de la crise paraglaciale est estimée à quelques années voire quelques millénaires, mais la question est encore largement débattue (Ballantyne, 2002 ; Ballantyne, 2003, Mercier, 2008). Elle est tout à fait centrale pour notre propos car elle devrait permettre d'identifier les systèmes d'érosion actuels strictement glaciaires et ceux en cours d'ajustement paraglaciale.

Enfin, si plusieurs études renseignent la part respective des différents modes de transport dans le flux proglaciaire (Fig. 1.12), on dispose en revanche de bien peu de données sur **le rapport entre ce qui se dépose sous forme de moraine d'ablation d'une part et ce qui est évacué par les torrents proglaciaires d'autre part** (Fig. 1.13). R. Vivian (1975) signale une étude menée à la fin du 19^e siècle par H. Hess et A. Blümcke sur les glaciers autrichiens de Hintereisferner et de Kesselwandferner selon laquelle seulement le dixième du volume sédimentaire total est déposé sur les marges glaciaires sous forme de moraine d'ablation. Les glaciers occupaient en effet

une superficie de 18 km² et transportaient un volume annuel de 360 000 m³ : 25 000 m³ demeurant déposés comme moraine, le reste soit 335 000 m³ étant emporté par le torrent. Plus récemment, une étude du budget sédimentaire du glacier de Tsidjiore Nouve (Alpes suisses) a montré que le volume déposé sous forme de moraine d'ablation (43,7 %) est à peu près équivalent à celui qui transite dans les eaux proglaciaires : MES 37% + Charge de fond 19,3% (56,3 % ; Small, 1987 d'après Beecroft, 1983). Pour J. Warburton et al. (1993), le rapport entre le stock morainique et le stock proglaciaire est plus contrasté avec, sur le glacier d'Arolla (Alpes suisses), respectivement 24 % de la production sédimentaire totale déposée sous forme de moraine d'ablation et 76 % qui transite dans les eaux proglaciaires. En définitive, il est très probable que ce rapport soit étroitement dépendant de la topographie du site où la glace fond, l'essentiel du volume sédimentaire total pouvant être déposé sur place sous forme de moraine d'ablation lorsque le glacier peut s'étaler sur de larges topographies planes tandis que, dans le cas d'un glacier de vallée contraint par les versants d'auge, l'essentiel du volume sédimentaire en transit est remanié par les eaux de fonte.

Plus rares encore sont les études qui cherchent à quantifier le stock en transit dans la masse de glace. Elle a pu être estimée sur le glacier du St Sorlin en multipliant la vitesse de déplacement du glacier par le volume des matériaux enchâssés dans la glace au front du glacier (Corbel, 1962). Le résultat (1000 m³/ km²/an) est quasi équivalent au flux de matériaux en suspension mesuré dans le torrent émissaire (1200 m³/ km²/an), mais il faudrait ajouter la charge grossière tractée au fond du lit qui n'a pas fait ici l'objet d'une quantification. Le tableau 1.5 indique que le volume de la charge tractée au fond est comparable à celui des MES (Gurnell, 1987 ; Hallet et al, 1996). Cela conduit à envisager un rapport de 1 à 2 entre la charge qui transite dans la masse de glace et celle transportée vers l'aval par les torrents proglaciaires. Dans la même optique, D. Drewy (1986) a modélisé le flux de till transporté dans la couche de glace basale avec pour objectif d'estimer le volume des matériaux arrachés au substrat, considérant que le till de glace basale est nourri essentiellement par les matériaux issus du *plucking*.

$$SQm = U_s h_d C_o$$

U_s : épaisseur de la couche de glace basale

h_d : vitesse d'écoulement de la glace

C_o : concentration moyenne en débris de la couche de glace basale

Sur cette base et à partir de mesures *in vivo* des différents paramètres de l'équation, plusieurs auteurs ont mesuré le flux sédimentaire en transit dans la masse de glace. D.M. Barnett & G. Holdsworth (1974) ont calculé SQm pour une section de la calotte Barnes (centre nord Baffin, Canada) tels que $U_s = 8$ m ; $h_d \sim 17 \pm 3$ m/an ; $C_o = 8 \pm 2\%$ par volume. Le volume de till transporté par la couche de glace basale ainsi calculé est de 11 ± 5 m³/m/an. Une étude similaire a été conduite sur le Bondhusbreen en Norvège (Hagen et al., 1983). C_o a pu être mesuré directement à la faveur de tunnels sous-glaciaires (10 Kg/m³) ; $U_s = 5$ m ; $h_d = 30$ m/an ; soit un volume de till transporté par la couche de glace basale de ~ 1500 Kg/m/an (cités in Drewy, 1986).

L'ensemble de ces remarques montrent bien qu'il est difficile d'approcher précisément la part des processus actifs sur le lit glaciaire et sur les versants supraglaciaires, *a fortiori* entre les différents processus fonctionnels sous le glacier proprement dit (*plucking*, abrasion glaciaire et liée aux eaux sous-glaciaires). Il est très difficile aussi de faire la part des

remaniements paraglaciaires. La « boîte noire » reste donc très hermétique et n'enregistre d'ailleurs qu'une partie du bilan sédimentaire total car le stock morainique en transit dans la masse de glace ou déposé sous forme de till de fond ou d'ablation n'est pas pris en compte. Mais ces quantifications, même très approximatives, ont le mérite d'exister et fournissent des ordres de grandeur que nous serons amenés à utiliser dans ce travail (cf. chapitre 7).

4.2- Les quantifications fondées sur la méthode volumique

La méthode volumique consiste à quantifier le volume sédimentaire corrélatif d'une phase d'érosion clairement identifiée dans le temps et dans l'espace. Elle fournit, comme dans le cas précédent, un **bilan global de l'activité érosive réalisée en moyenne sur un bassin d'alimentation donné, au cours d'une durée donnée**. Aussi, la fiabilité des résultats dépend-elle directement de (i) la nature du piège et de la précision du cubage sédimentaire, (ii) l'appréciation du rapport de densité entre le sédiment allogène et le substrat rocheux initial, (iii) la précision de la surface du bassin d'alimentation, (iv) la finesse du calendrier de l'enregistrement sédimentaire. Cette méthode a fait l'objet d'applications extrêmement diversifiées. Nous présentons ici les travaux qui renseignent la vitesse de dénudation glaciaire d'une part et les reculs de paroi d'autre part.

4.2.1- Des vitesses de dénudation glaciaires à différents pas de temps

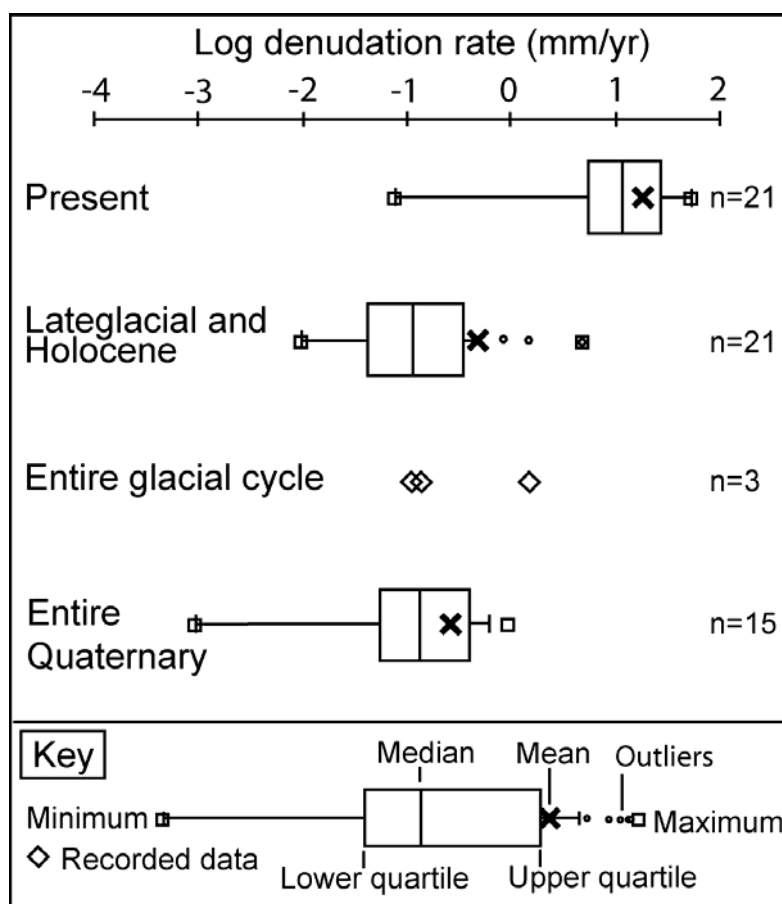
**Tabl. 1.6 : Taux de dénudation fondés sur la méthode volumique.
Données actuelles (Extrait de Delmas et al., 2009)**

Reference	Region	Glacier name	Sediment deposit	Measurement interval (yr)	Mean erosion rate (mm/yr)
Cai 1994	SE Alaska	Caroll	n.d.	4	54.33
Powell 1991	SE Alaska	Muir	n.d.	9	9.64
Powell 1991	SE Alaska	Riggs	n.d.	6	11.76
Powell 1991	SE Alaska	Caroll	Offshore	28	28.15
Jordan 1962	SE Alaska	Crillon	Offshore	33	45.22
Hallet et al. 1996	SE Alaska	Gd Pacific/Margerie	Offshore	86	6.03
Cai 1994	SE Alaska	Johns Hopkins	Offshore	87	47.24
Powell 1991	SE Alaska	Crillon	Offshore	35	12.01
Stravers et al. 1991	SE Alaska	Muir	Offshore	80	15.99
Carlson 1989	SE Alaska	Hubbard	Offshore	700	13.71
Molnia 1985	SE Alaska	Icy Bay	Offshore	54	16.71
Powell et al. 1989	SE Alaska	Mc Bride	Offshore	n.d.	7.41
Koppes et al. 2002	Alaska	Muir	Fjord	79	37 ⁽¹⁾
Koppes et al. 2006	Alaska	Tyndall	Taan fjord	40	28 ⁽²⁾
Corbel 1962	Alaska	Hidden	Moraine & delta	n.d.	55
Hasholt et al. 2000	SE Greenland	Mittivakkat	Icefall Lake	40	0.127 ⁽³⁾
Sollid et al. 1994	Svalbard	Hannabreen	n.d.	1	0.08
Sollid et al. 1994	Svalbard	Erikbreen	n.d.	3	0.19
Elverhøi et al. 1980	Svalbard	Kongsfjorden	n.d.	30	1
Schiefer et al. 2008	British Columbia	Lillooet	Silt Lake	25	0.37
Hicks 1990	Southern Alps	Ivory	Lake Ivory	10	5.7 ⁽³⁾

⁽¹⁾ Value directly provided in reference and based on a 2.1/2.7 sediment to bedrock density ratio. ⁽²⁾ Value directly provided in reference and based on a 1.7/2.7 sediment to bedrock density ratio. ⁽³⁾ Rate given in t/km²/yr and converted to mm/yr using a bedrock density of 2.6. n.d.: no data.

Alors que les quantifications de flux sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires donnent, par définition, des vitesses de dénudation quasi instantanées, la méthode volumique fournit une moyenne temporelle de l'activité érosive calculée sur un pas de temps dont la durée dépend de la nature du piège sédimentaire exploité (sédiments offshore, remplissages de fjord, dépôts glaciolacustre ou morainique). Les tableaux 1.6, 1.7 et la figure 1.14 synthétisent les vitesses de dénudations glaciaires obtenues sur la base de la méthode volumique. On retiendra (i) que la plupart des données concernent les hautes latitudes (n= 56) tandis que les études portant sur les montagnes des latitudes moyennes sont nettement moins nombreuses (n= 4), (ii) que les quantifications les plus fréquentes couvrent l'ensemble du Quaternaire, l'Holocène et l'actuel et donnent des taux entre 10^{-3} et 10 mm/an. (iii) En revanche, les études à l'échelle d'un seul cycle glaciaire sont beaucoup plus rares (n=3). (iv) Beaucoup plus rares encore sont les études mettant en évidence la variabilité temporelle de l'érosion au cours d'une période donnée car cela suppose que la chronologie du dépôt sédimentaire soit suffisamment détaillée. A Elverhøi et al, 1998 proposent une synthèse des travaux mettant en évidence les changements de rythme survenus dans le courant de l'Holocène (Elverhøi et al, 1995 ; Bratlie, 1994). Des études comparables existent pour l'ensemble du Quaternaire (Elverhøi et al, 1995 ; Glasser & Hall, 1997) mais nous n'en avons recensé aucune pour le dernier cycle glaciaire.

Fig. 1.14 : Taux de dénudation fondés sur la méthode volumique
Variabilité des gammes de valeurs en fonction de l'intervalle de temps de
référence (Extrait de Delmas et al, 2009, modifié)



Tabl. 1.7 : Taux de dénudation fondés sur la méthode volumique Données holocène et pléistocène (Extrait de Delmas et al., 2009)

Reference	Region	Sedimentary unit	Measurement interval (kyr)	Mean erosion rate (mm/yr)
Laine 1980	NE America	Offshore	2500 ⁽¹⁾	0.03
Bell & Laine 1985	N. America	Offshore	2500 ⁽¹⁾	0.048
White 1988	N. America	Offshore	2500 ⁽¹⁾	0.05
Braun 1989	Appalachians	Offshore	2500 ⁽¹⁾	0.65
Sheaf et al. 2003	Alaska	Offshore (Gulf of Alaska)	10	5.1
Stravers et al. 1991	NE Canada	Voronation fjord	10 ⁽²⁾	0.86
Stravers et al. 1991	Baffin Island	Cambridge fjord	2.1	0.18
Andrews et al. 1994	Greenland	Kangerdlugssuaq fjord	10 ⁽²⁾	0.01
Andrews et al. 1994	Greenland	Mikis fjord	10 ⁽²⁾	0.04
Andrews et al. 1994	Greenland	Nansen fjord	10 ⁽²⁾	0.01
Geirsdóttir et al. 2007	NW Iceland	Iceland shelf	10.2	0.063
Geirsdóttir et al. 2007	Iceland	Hvítárvatn (lake)	10.2	0.045
Bratlie 1994	Svalbard	Van Keulenfjorden	0.8 ⁽³⁾	0.35
Bratlie 1994	Svalbard	Van Keulenfjorden	2.9 ⁽⁴⁾	0.12
Bratlie 1994	Svalbard	Van Keulenfjorden	3.8 ⁽⁵⁾	0.03
Bratlie 1994	Svalbard	Van Keulenfjorden	2.9	0.2
Bratlie 1994	Svalbard	Van Keulenfjorden	9.6	0.12
Elverhøi et al. 1995	Svalbard	Isfjorden offshore fan	2500 ⁽¹⁾	0.4
Elverhøi et al. 1995	Svalbard	Isfjorden offshore fan	200	0.14
Elverhøi et al. 1995	Svalbard	Isfjorden offshore fan	120 ⁽⁶⁾	0.2
Elverhøi et al. 1995	Svalbard	Isfjorden	3 ⁽⁷⁾	0.36
Elverhøi et al. 1995	Svalbard	Isfjorden	10	0.1
Elverhøi et al. 1995	Svalbard	Isfjorden	7.5 ⁽⁸⁾	0.2
Elverhøi et al. 1995	Svalbard	Isfjorden	2.5	0.4
Hjelstuen et al. 1996	Svalbard	Storfjorden	2300	0.4
Hjelstuen et al. 1996	Svalbard	Storfjorden	1300 ⁽⁹⁾	0.5
Hjelstuen et al. 1996	Svalbard	Storfjorden	800 ⁽¹⁰⁾	1
Hjelstuen et al. 1996	Svalbard	Storfjorden	200	0.2
Solheim et al. 1996	Svalbard	Offshore (Barents Sea)	2500 ⁽¹⁾	0.4
Svendsen et al. 1989	Svalbard	Linnévatnet (lake)	9.6	0.015
Larsen et al. 1981	W. Norway	Lake	0.7 ⁽¹¹⁾	0.55
Glasser & Hall 1997	Scotland	Offshore	2300	0.085
Glasser & Hall 1997	Scotland	Offshore	1700 ⁽¹²⁾	0.063
Glasser & Hall 1997	Scotland	Offshore	700 ⁽¹³⁾	0.13
Glasser & Hall 1997	Scotland	Offshore	100 ⁽¹⁴⁾	0.12
Glasser & Hall 1997	Scotland	Offshore	20 ⁽¹⁵⁾	0.095
Le Cœur 1999	Scotland	Offshore	1000	0.001
Müller 1999	Swiss Alps	Lake Walenstadt	14	1.5
Buoncristiani et al. 2001	Jura	Combe d'Ain palaeolake	100	1.6

⁽¹⁾ Authors provide as measurement interval the entire Quaternary, here interpreted as 2.5 Myr. ⁽²⁾ Authors provide as measurement interval the entire Holocene, here interpreted as 10 kyr. ⁽³⁾ Corresponds to a time interval situated between 10.4 and 9.6 ka. ⁽⁴⁾ Corresponds to a time interval situated between 9.6 and 6.7 ka. ⁽⁵⁾ Corresponds to a time interval situated between 6.7 and 2.9 ka. ⁽⁶⁾ Authors provide as measurement interval the entire Weichselian, assumed here to represent 120 kyr. ⁽⁷⁾ Corresponds to a time interval situated between 13 and 10 ka. ⁽⁸⁾ Corresponds to a time interval situated between 10 and 2.5 ka. ⁽⁹⁾ Corresponds to a time interval situated between 2.3 and 1 Ma. ⁽¹⁰⁾ Corresponds to a time interval situated between 1 and 0.2 Ma. ⁽¹¹⁾ Duration of 0.7 kyr during the Younger Dryas. ⁽¹²⁾ Authors provide as measurement interval the early Quaternary, interpreted here as the time interval situated between 2.5 and 0.8 Ma. ⁽¹³⁾ Authors provide as measurement interval the middle Quaternary, interpreted here as the time interval situated between 0.8 and 0.1 Ma. ⁽¹⁴⁾ Authors provide as measurement interval the late Quaternary, here interpreted as 100 kyr. ⁽¹⁵⁾ Authors provide as measurement interval the late Devesian, interpreted here as an interval of 20 kyr.

4.2.2- Des vitesses de recul de paroi à différents pas de temps.

Les quantifications portent sur des dépôts de pied de versant de nature variée (éboulis, glaciers rocheux, cordons morainiques de glaciers de cirques dominés par de grands versants supraglaciaires). Elles concernent le plus souvent des pas de temps très récents, l'Holocène ou l'actuel tandis que les données tardiglaciaires sont plus rares. A l'exception de l'étude de L. Schrött & T. Adams (2002) qui donne 6 âges ^{14}C dans le remplissage analysé, la chronologie des accumulations prises en compte est rarement fixée par des méthodes de datation absolues car elles sont difficilement applicables sur ces types de matériaux souvent grossiers et stériles en débris organiques. Faute de mieux, le contexte géomorphologique régional permet de préciser la durée de l'accumulation sédimentaire. Pour les périodes récentes quelques centaines d'années à quelques millénaires au mieux pour les hautes latitudes où *Rhizocarpon geographicum* pousse lentement, la lichénométrie permet de situer dans le temps la stabilisation de ces formations de pente (Anderson, 1978 ; André 1997 ; Humlum, 2000). Pour l'actuel, les quantifications reposent souvent sur une estimation du volume de débris collectés sur des surfaces repères (neige, filet, bac, panier).

Tabl. 1.8 : Vitesses de recul de paroi fondées sur la méthode volumique
(Extrait de Delmas et al., 2009)

Reference	Geographic region	Lithology	Measurement interval	Erosion rate		
				Min.	Mean	Max.
				(mm/yr)		
Gray 1972	Alaska	Syenite, diabase	Present	0.003	0.011	0.02
Gray 1970	Alaska	Quartz, diorites	Holocene	0.007	0.253	0.5
Gray 1972	Alaska	Syenite, diabase	Holocene	0.01	0.02	0.03
Gray 1972	Alaska	Metasediment	Holocene	0.02	0.07	0.17
Hall et al. 1990	Alaska	Granite	Holocene	0.005	0.012	0.02
Jäger 1997	Alaska	Granite	n.d.	n.d.	0.22	n.d.
Wahrhaftig et al. 1959	Alaska	n.d.	Holocene	n.d.	1	n.d.
Barsch et al. 1981	Arctic	Sandstone	n.d.	1	2	3
Barsch et al. 1981	Ellesmere	n.d.	n.d.	1	2	3
Souchez 1971	Ellesmere	Limestone	Holocene	0.5	0.9	1.3
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.008	0.011	0.026
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.02	0.266	0.033
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.012	0.017	0.022
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.021	0.028	0.034
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.032	0.036	0.04
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.008	0.001	0.014
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.018	0.023	0.028
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.055	0.065	0.075
Anderson 1978	Baffin	Granite, Gneiss	Holocene	0.02	0.026	0.031
Frich et al. 1985	Groenland	Basalt, basalt breccia	Holocene	0.5	1	1.5
Frich et al. 1985	Groenland	Basalt, basalt breccia	Holocene	0.05	1.225	2.4
Frich et al. 1985	Groenland	Basalt, basalt breccia	Holocene	0.5	1	1.5
Humlum 2000	Groenland	Basalt	Holocene	n.d.	1.2	n.d.
Humlum 2000	Groenland	Basalt	Late Holocene	n.d.	3.4	n.d.
Humlum 2000	Groenland	Basalt	Holocene	n.d.	5	n.d.
Humlum 2000	Groenland	Basalt	Late Holocene	n.d.	15	n.d.
Humlum 2000	Groenland	Basalt	Holocene	n.d.	2	n.d.
Humlum 2000	Groenland	Basalt	Late Holocene	n.d.	6	n.d.

Reference	Geographic region	Lithology	Measurement interval	Erosion rate		
				Min.	Mean (mm/yr)	Max.
Beylich 2000	E. Iceland	n.d.	n.d.	0.03	0.115	0.2
Rapp 1960b	C. Svalbard	Limestone, sandstone	Postglacial	0.11	0.225	0.34
Rapp 1960a	C. Svalbard	Limestone, sandstone	Present	0.02	0.11	0.2
Rapp 1960b	C. Svalbard	Limestone, sandstone	Present	0.05	0.275	0.5
Rapp 1960b	C. Svalbard	Limestone, sandstone	Holocene	0.34	0.42	0.5
André 1997	W. Svalbard	Amphibolite	Late Holocene	0.03	0.07	0.11
André 1997	W. Svalbard	Quartzite	Late Holocene	0.11	0.16	0.22
André 1997	W. Svalbard	Quartzite	Late Holocene	0.1	0.7	1.58
Rapp 1960a	N. Sweden	Micaschist	Present	0.04	0.095	0.15
Jonasson et al. 1997	Sweden	n.d.	n.d.	0.22	0.33	0.44
Jonasson et al. 1997	Sweden	n.d.	n.d.	0.03	0.065	0.1
Söderman 1980	N. Finland	Metamorphics	Present	0.07	0.18	0.6
Söderman1980	N. Finland	Metamorphics	Holocene	0.04	0.49	0.94
Rapp et al. 1964	Lapland	Granite	Holocene	n.d.	n.d.	0.9
Fahey et al. 1988	Canada (Ontario)	Dolomite	Present	n.d.	0.1	n.d.
Caine 1974	Colorado F. Range	n.d.	n.d.	0.71	0.885	1.06
Olyphant 1983	Colorado (Blanca Mts)	Various	Holocene	0.05	0.42	0.82
Höllerman1983	California (S. Nevada)	n.d.	n.d.	0.8	1.35	1.9
Höllerman1983	Rocky Mountains	n.d.	n.d.	0.3	2.45	4.6
Hinchliffe et al. 1999	Scotland (Trotternish)	Basalt	Lategl. & Holocene	0.17	0.22	0.32
Hinchliffe et al. 1999	Scotland (Trotternish)	Basalt	Lateglacial	0.58	0.75	1.05
Hinchliffe et al. 1999	Scotland (Trotternish)	Basalt	Holocene	0.08	0.1	0.13
Ballantyne et al. 1984	Scotland	Sandstone	Present	0.013	0.015	0.016
Ballantyne et al. 1984	Scotland	Dolerite	Present	0.009	0.036	0.063
Douglas 1980	N. Ireland	Basalt (fissured)	Present	n.d.	1.2	n.d.
Caine 1974	Alps	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
Francou 1988	French Alps	Gneiss	Holocene	n.d.	1	n.d.
Francou 1988	French Alps	Granite	Holocene	n.d.	2.5	
Francou 1988	French Alps	Various	Present	0.05	1.275	2.5
Kaiser 1992	French Alps	Schist	Holocene	n.d.	1.2	n.d.
Dürr 1970	Alps (Dolomites)	Limestone	n.d.	n.d.	0.1	n.d.
Höllerman 1983	Alps (South Tyrol)	n.d.	n.d.	n.d.	0.5	n.d.
Schrött et al. 2002	Alps (Dolomites)	n.d.	Holocene	0.26	2.91	5.56
Barsch 1977	Swiss Alps	Gneiss, granite	n.d.	2.2	2.5	4.5
Barsch 1977	Swiss Alps	Schist	n.d.	1	2.5	2.1
Barsch 1996	Swiss Alps	Granite, schist	Holocene	1.5	2.45	3.4
Barsch 1996	Swiss Alps	Various	Holocene	0.8	1.15	1.5
Galibert 1965	Swiss Alps	Schist	Present	0.13	0.245	0.36
Messerli et al. 1968	Swiss Alps	n.d.	n.d.	n.d.	3	n.d.
Becht 1995	Bavarian Alps	n.d.	n.d.	0.06	0.28	0.1
Hoffmann et al. 2002	Bavarian Alps	n.d.	n.d.	0.1	0.5	1
Keller et al. 2002	Bavarian Alps	n.d.	n.d.	0.007	0.03	0.17
Sass et al. 2001	Bavarian Alps	Limestone	Lateglacial	0.16	0.46	0.73
Sass et al. 2001	Bavarian Alps	Limestone	Holocene	0.06	0.2	0.37
Sass 1988	Bavarian Alps	n.d.	n.d.	0.005	0.1	0.4
Becht 1995	Austrian Alps	n.d.	n.d.	0.01	0.055	0.1
Buchenauer 1990	Austrian Alps	Various	Holocene	n.d.	n.d.	5
Buchenauer 1990	Austrian Alps	n.d.	Lateglacial	5	4.5	6
Poser 1954	Austrian Alps	Gneiss. schist	Present	0.7	0.85	1

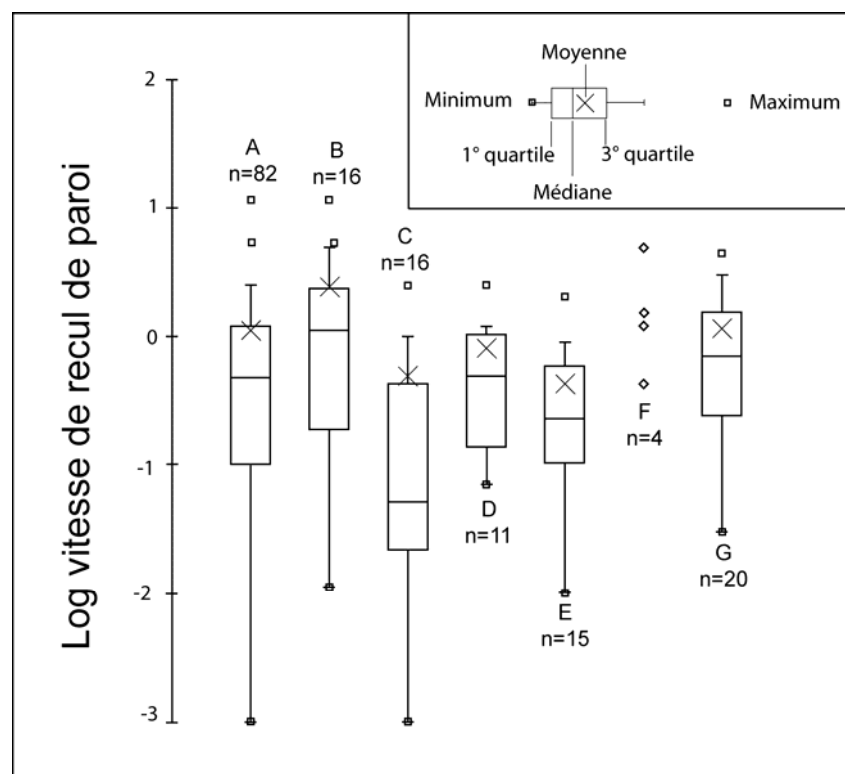
Kotarba et al. 1987	Polish Tatras	Granite	Present	n.d.	0.7	n.d.
Kotarba 1971	Polish Tatras	Limestone	Present	0.1	0.84	3
Matsuoka et al. 1999	Japanese Alps	Sandstone	Present	n.d.	0.01	n.d.
Gorbunov 1983	Central Asia	n.d.	n.d.	0.3	0.5	0.7
Heimsath et al. 2008	Himalaya (Annapurna)	n.d.	Present	n.d.	1.3	n.d.

Notes: table includes data compiled in the following references: Anderson, 1978; André 1997, 2003; Barsch, 1996; Curry et al., 2004; Glade, 2005; Hétu, 2004; Humlum, 2000; Schrött et al., 2002.

n.d.: no data

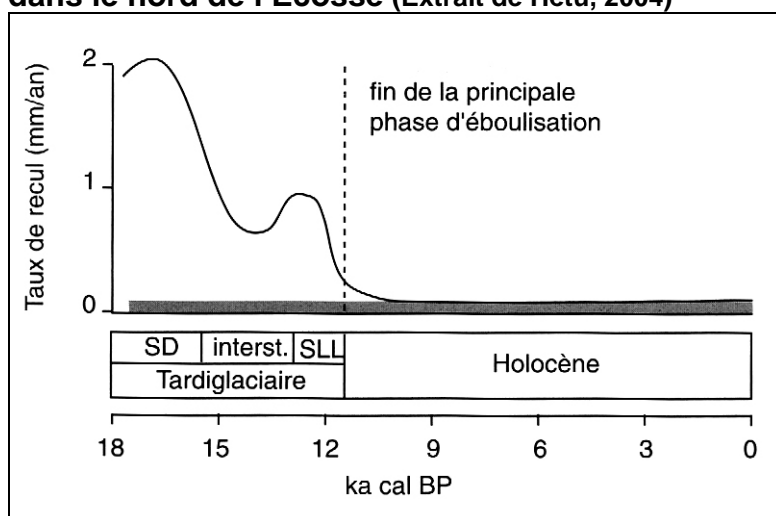
Le tableau 1.8 montre que la gamme des vitesses est très étendue (de 0,001 et 15 mm/an) mais que les valeurs les plus fréquentes oscillent entre 0,1 et 4,5 mm/an. Manifestement, les contrastes ne sont pas étroitement calés sur les variations de lithologie (Fig. 1.15). En effet, le facteur lithologique doit être manié avec précaution car la structure interne de la roche et son agencement compte davantage que sa nature (Gerrard, 1988). Dans cette optique, l'indice de stabilité des versants rocheux de M.J. Selby (1982) prend en compte, outre la résistance de la roche saine (testée au moyen d'un marteau Schmidt de type N), l'espacement, l'orientation, la largeur et l'extension des litho-diaclases mais aussi le volume d'eau s'échappant des fissures exprimé en $l.mn^{-1}.10 m^2$ (cité in Hétu, 2004). Outre les caractéristiques litho-structurales des affleurements rocheux, les vitesses de recul de paroi dépendent aussi des conditions climatiques auxquelles les versants sont soumis. Cela se traduit par des valeurs toujours nettement plus élevées au Tardiglaciaire, mais aussi encore à l'Holocène pour les hautes latitudes en particulier, que dans l'actuel (Fig. 1.16 et 1.17).

Fig. 1.15: Vitesses de recul de paroi fondées sur la méthode volumique
Variabilité des gammes de valeurs en fonction de la lithologie
du bassin producteur



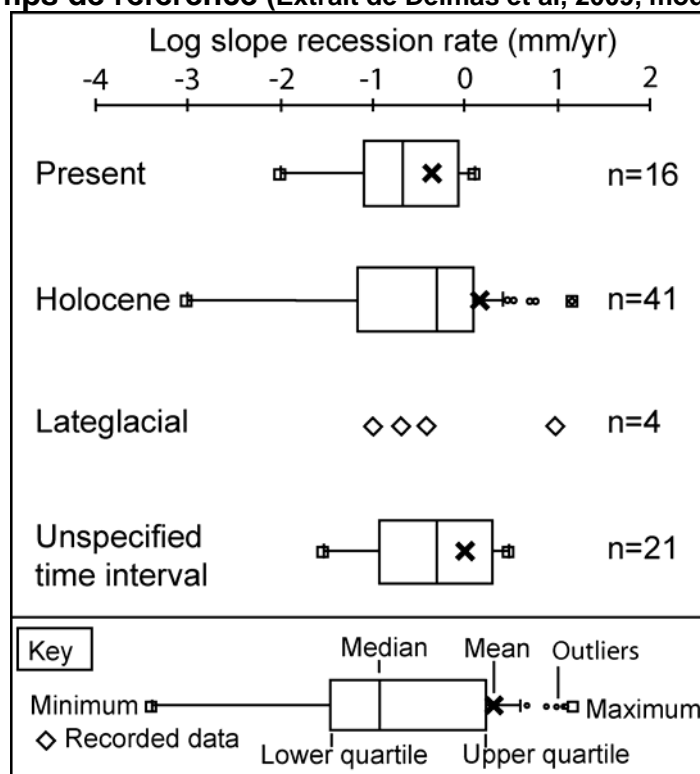
A- Ensemble des données, B- Roches volcaniques, C- Granites et gneiss, D- Autres roches métamorphiques sauf gneiss, E- Calcaire et autres roches sédimentaires diverses, F- Roches variées, G- Non renseigné.

Fig. 1.16 : Evolution du taux de recul des parois rocheuses dans le nord de l'Ecosse (Extrait de Hétu, 2004)



Très élevé durant le stade Dimlington (SD), sous la double influence des dynamiques paraglaciale et périglaciaire, le taux de recul de paroi connaît un léger ralentissement durant l'Interstade tardiglaciaire, suivi par une accélération de l'ablation en paroi au cours du Stade de Loch Lomond, équivalent écossais du Dryas récent. La bande grisée représente le taux de recul moyen de l'Holocène. La chronologie est donnée en milliers d'années calibrées. D'après Hinchliffe et Ballantyne (1999).

Fig. 1.17 : Taux de recul de paroi fondés sur la méthode volumique
Variabilité des gammes de valeurs en fonction de l'intervalle de temps de référence (Extrait de Delmas et al, 2009, modifié)



Au Tardiglaciaire et encore à l'Holocène, les vitesses de recul de paroi oscillent entre 1 et 2 mm/an alors qu'actuellement elles ne dépassent pas 0,1 mm/an.

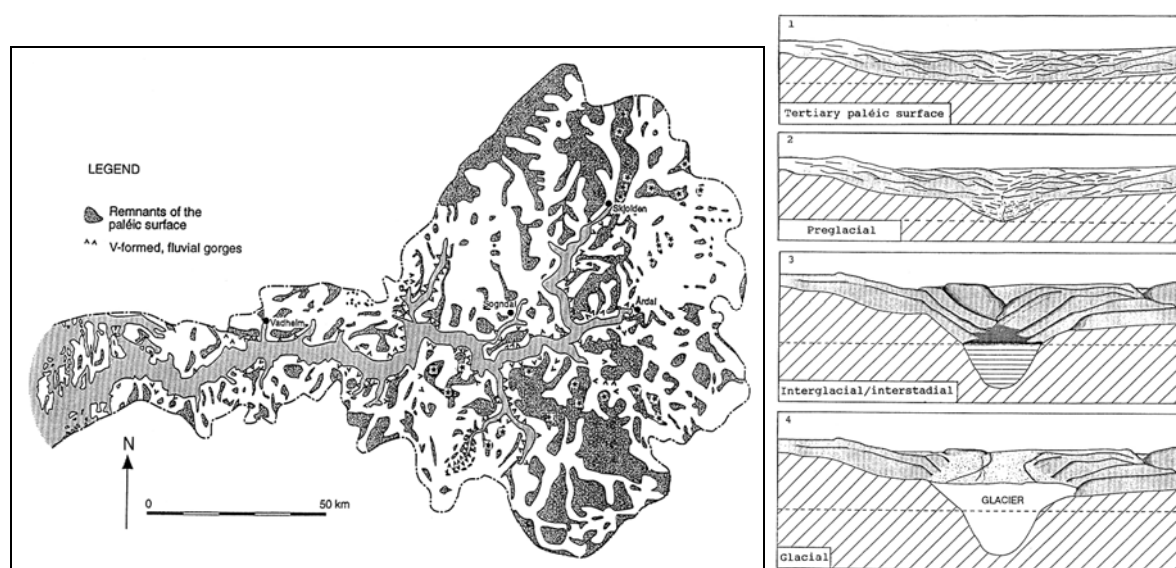
4.3- Quantifier la dénudation sous-glaciaire

Contrairement aux méthodes fondées sur une quantification du transit sédimentaire, qui renseignent l'activité érosive réalisée en moyenne sur le bassin d'alimentation, les méthodes présentées ici fournissent directement une quantification de la dénudation encaissée par le lit glaciaire.

4.3.1- Les méthodes fondées sur une quantification des volumes mis en creux

Un des premiers travaux fondé sur la quantification du volume en creux a été conduit en Antarctique, sur des volcans de la région de Marie Byrd land. Le volume des cirques glaciaires est estimé sur la base de mesures sur photographie aériennes et l'âge de la mise en creux sur la base de datation K-Ar des cônes volcaniques : $0,82 \pm 0,14$ Ma pour le Mont Murphy et moins de 0,3 Ma pour le Mont Takahe (Andrews & Le Masurier, 1973). La dénudation moyenne ainsi mesurée est de 0,36 à 0,46 mm/an mais, sur la base de variations notables dans la morphologie des cirques, les auteurs proposent des vitesses d'érosion pouvant aller jusqu'à 5,8 mm/an sur la muraille de fond de cirque et de l'ordre de 0,8 mm/an sur les parois latérales. Des travaux analogues sont fondés sur une quantification du volume mis en creux dans l'axe des auges (Hebdon et al., 1997; Helgason & Duncan, 2001; Geirsdóttir et al., 2007) ou des fjords (Nesje et al., 1992; Nesje & Sulebak, 1994; Hooke & Elverhøi, 1996) et donnent des taux de dénudation moyens de 0,1 et 2 mm/an (Fig. 1.18 et Tabl. 1.8).

Fig. 1.18 : Mise en creux du Sognefjord (Extrait de Nesje et al., 1994)



A - Reconstitution de la topographie préglaciaire fondée sur une cartographie des vestiges de la surface d'érosion paléoglaciale et des jalons attestant l'incision du réseau hydrographique pré-pléistocène.

B - Evolution Quaternaire de la mise en creux Sognefjord.

Les vestiges de surfaces d'aplanissement, d'altérites ou de tors pré quaternaire ont également été utilisés comme jalons permettant de quantifier le volume mis en creux par l'érosion glaciaire quaternaire. En Ecosse, D.E. Sugden utilise l'épaisseur moyenne des altérites en domaine non englacé (10 à 50 m) pour estimer la tranche érodée dans les zones caractérisées par des paysages de type *areal scouring* (Hall & Sugden, 1987 ; Sugden, 1989).

De même, dans le sud de la Suède, les relations géométriques entre paléotopographies, altérites et formes d'abrasion glaciaire montrent que la tranche érodée par les inlandsis pléistocènes est de l'ordre de 20-30 m (maximum 40 m dans l'axe des vallées, Lidmar-Bergström, 1997). La préservation de vasques pré-quaternaires sur des bosses raclées par la glace permet d'estimer la dénudation réalisée au détriment du substrat rocheux cohérent (5 à 10 m seulement), le reste correspondant au déblaiement des altérites (Lidmar-Bergström, 1997). Des estimations d'un ordre de grandeur comparable ont été réalisées sur la base de mesures de la hauteur des tors sur le plateau d'Aurivaara, en Laponie suédoise, non loin du centre du dôme de l'inlandsis fennoscandien (André, 2007). Les tors situés du cœur du plateau sont encore empâtés dans leur arène mais, sur les marges, la hauteur maximale des tors peut atteindre 12 m même si la hauteur la plus fréquente est limitée à 6 m. Compte tenu de la hauteur moyenne des tors en domaine non englacé, de l'ordre de 15 m (Dartmoor), la tranche d'ablation glaciaire quaternaire est située dans une fourchette de 3 à 12 m sur le plateau d'Aurivaara (André, 2007). Les travaux de A. Nesje et Sulebak (1994) montrent que l'érosion était beaucoup plus forte sur les marges de l'inlandsis puisque une dénudation de 440 m est mise en évidence dans l'axe du Sognefjord. La reconstitution de la topographie préglaciaire repose sur l'utilisation des vestiges de la surface d'érosion paléique et de jalons attestant l'incision du réseau hydrographique pré pléistocène (Nesje & Whillans, 1994, Fig. 1.18). Le volume érodé par les phases d'englacement quaternaire dans l'axe du fjord est calculé sur un MNT capable de mesurer la différence d'altitude entre la topographie actuelle et la surface enveloppe préglaciaire (Fig. 1.18).

Dans le prolongement de ces travaux, Glasser & Hall (1997) proposent une quantification de l'érosion glaciaire sur la façade orientale de l'Ecosse, du littoral aux hautes terres du Cairngorms. Une cartographie systématique des manteaux d'altérites, tors, racines d'altération mais aussi des zones d'abrasion, versants d'auges et toutes autres formes d'érosion glaciaire permet de mettre en évidence la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire. Les auteurs individualisent, dans la lignée de D.E. Sugden, cinq zones marquées différemment par le passage des glaciers : *selective linear erosion (upland)*, *selective linear erosion (lowland)*, *areal scouring*, *restricted glacial erosion*, *preserved preglacial landscapes*. Les tranches érodées et vitesses de dénudation associées à ces cinq zones oscillent entre quelques dizaines de mètres et plus d'une centaine de mètres, soit une moyenne de 34 à 62 m ($\sim 0,021$ mm/an en moyenne sur toute la durée du Quaternaire : 2 300 ka, cf. Tabl. 1.9). Ce taux de dénudation très faible est sensiblement inférieur à celui obtenu, pour la même région, sur la base d'une quantification du volume sédimentaire off-shore (tranche érodée de 195 m, soit une dénudation moyenne de 0,085 mm/an, Glasser & Hall, 1996, cf. Tabl. 1.7). L'étude de Phillips et al. (2006) apporte peut-être un élément susceptible d'expliquer un tel écart. En effet, ce travail montre, sur la base de données ^{10}Be et ^{26}Al , que les tors posés sur les plateaux écossais datent très probablement du Quaternaire moyen et non pas de la charnière Plio-Pléistocène.

Cet exemple montre bien que toute la fiabilité de la méthode repose en fait sur la précision chronologique et géométrique de l'horizon repère utilisé.

Tabl. 1.9 : Taux de dénudation fondés sur la méthode « mise en creux » (Extrait de Delmas et al., 2009)

Reference	Criteria	Geographic region	Time interval (kyr)	Eroded bedrock depth (m)	Mean erosion rate (mm/yr)
André 2001	Difference between present and pre-Quaternary tor heights	Swedish Lapland (Aurivaara)	2500	3–12	0.006 ⁽¹⁾
Andrews et al. 1973	Cirque scoured into dated volcanic dome	Antarctica, Marie Byrd Land (Tahake)	300	n.d. ⁽⁹⁾	0.46
"	Cirque scoured into dated volcanic dome	Antarctica, Marie Byrd Land (Murphy)	800	n.d.	0.438
Geirsdóttir et al. 2007	Valley incises dated volcanic rocks	E. Iceland	1000 ⁽²⁾	100	0.1
"	"	"	1000 ⁽³⁾	100	0.1
"	"	"	500 ⁽⁴⁾	200	0.5
Glasser et al. 1997	Incision of preglacial topography, saprolite thickness	NE Scotland (Cairngorms)			
"	"	Entire study area	2300	34–62	0.021
"	"	Selective linear erosion (upland)	2300	108–152	0.056
"	"	Selective linear erosion (lowland)	2300	12–52	0.014
"	"	Areal scouring	2300	35–47.5	0.018
"	"	Restricted glacial erosion	2300	16.4–41.6	0.0126
"	"	Preserved preglacial landscape ⁽¹⁰⁾	2300	10–40	0.0108
Hall et al. 1987	Incision of preglacial topography, saprolite thickness	NE Scotland (S. Buchan)			
Sugden 1989)	"	Areal scouring	2500	10–50 ⁽⁵⁾	0.012 ⁽¹⁾
Hebdon et al. 1996	Karst indicates older valley base-level	Scotland (Assynt)	37.5 ⁽⁶⁾	60–90 ⁽⁶⁾	2
Helgason et al. 2001	Valley incises dated volcanic rocks	S. Iceland	2200 ⁽⁷⁾	500	0.23
"	"	"	800	1400	1.75
Hooke et al. 1996	Overdeepening of fjord	Svalbard (Isfjorden)	500 ⁽⁸⁾	300	0.6
Lidmar-Bergström 1997	Scour below sub-Cambrian peneplain	S Sweden (plateaus)	2500	20–30	0.01 ⁽¹⁾
"	Scour below sub-Cambrian peneplain	S. Sweden (valleys)	2500	40	0.016 ⁽¹⁾
Nesje et al. 1994	Fjord overdeepens preglacial valley floor	W. Norway	1000	440	0.4

⁽¹⁾ Mean rate averaged for the entire Quaternary. ⁽²⁾ Corresponds to a time interval situated between 2.5 and 1.5 Ma. ⁽³⁾ Corresponds to a time interval situated between 1.5 and 0.5 Ma. ⁽⁴⁾ Corresponds to a time interval situated between 1 and 0.5 Ma. ⁽⁵⁾ Erosion of saprolite and weathered rock. ⁽⁶⁾ Cumulative valley erosion to depths of 140 to 205 m during 3 glacial/interglacial cycles (300 kyr), i.e. 47–68 m per cycle (0.47–0.68 mm/yr). Ice filled the valley 10–30% of the time, suggesting that glacial erosion was responsible for removing a depth of 60–90 m. ⁽⁷⁾ Corresponds to a time interval situated between 3 and 0.8 Ma. ⁽⁸⁾ 60% of the time during a glacial cycle is spent clearing the fjord of debris, the remaining 40% is spent eroding the bedrock. The estimated time of effective glacial erosion is 500 kyr. ⁽⁹⁾ n.d.: no data. ⁽¹⁰⁾ Preserved preglacial landscape corresponds to areas covered by nonerosive ice.

4.3.2 – L’apport des datations par nucléides cosmogéniques produits *in situ* en matière de quantification de la vitesse de l’érosion glaciaire.

Une présentation détaillée de l’utilisation des nucléides cosmogéniques en géomorphologie quantitative est proposée au chapitre 4 (cf. section 2.3.1 du chapitre 4). En contexte glaciaire, la méthode a été largement utilisée comme outil de datation des paléoenlacements quaternaires. En effet, le temps d’exposition obtenu sur une surface rocheuse, un reste de poli ou une enveloppe de bloc erratique, renseigne directement l’âge de la dernière déglaciation, à condition cependant (i) que la tranche érodée durant le dernier cycle glaciaire ait supprimé toute trace d’héritage d’exposition et (ii) que le taux d’érosion post-glaciaire soit connu. Or, compte tenu du fait que la tranche de pénétration des nucléons est de l’ordre de 2-3 m (selon la densité des roches, cas du ^{10}Be), les datations par nucléides cosmogéniques ont été utilisées également pour repérer les zones qui ont subi une érosion supérieure à 2-3 m durant le dernier cycle glaciaire (absence d’héritage d’exposition) et celles qui subi une érosion inférieure à 2-3 m durant la même période (présence d’un héritage d’exposition, Fabel et al., 2002; Stroeve et al. 2002a; Stroeve et al. 2002b; Marquette et al., 2004; Staiger et al., 2005; Sugden et al. 2005; Briner et al., 2006; Briner et al., 2008). Dans cette optique, les datations par nucléides cosmogéniques procurent un marqueur susceptible de mettre en évidence, par des méthodes quantitatives, la variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire mise en évidence quelques années auparavant par D.E. Sugden à partir d’une analyse qualitative des formes du relief (cf. section 3.2.1 de ce chapitre). Le tableau 1.10 montre d’ailleurs que les stratégies d’échantillonnage sont très orientées par le cadre géomorphologique (transect plateau/vallée reprenant les différents types de paysages glaciaires définis par D.E. Sugden). Dans le cas de surfaces dotées d’un héritage d’exposition, certains auteurs proposent une mesure plus précise de la tranche érodée en modélisant la concentration de nucléide cosmogénique héritée en fonction de la profondeur (Briner et al., 1998 ; Fabel et al., 2004 ; Li et al., 2005). La concentration héritée est obtenue en soustrayant la concentration théoriquement accumulée depuis la dernière déglaciation à la concentration réellement mesurée. Bien sur, l’identification et l’utilisation d’un héritage d’exposition n’est possible que si la chronologie de la dernière déglaciation est clairement établie, et de préférence établie avec d’autres marqueurs que les cosmonucléides.

Une autre approche consiste à utiliser la concentration de cosmonucléide produit *in situ* comme un outil de quantification de la dénudation subie par cette surface rocheuse sur la très longue durée (Biermann et al., 1999 ; Staiger et al., 2005 ; Stroeve et al., 2002). En effet, cette application suppose que la surface échantillonnée a atteint un état de *steady state*, c’est-à-dire un état au cours duquel la concentration en cosmonucléides est stationnaire car les pertes par érosion et décroissance radioactive compensent les gains par accumulation (cf. section 2.3.1 du chapitre 4). Dans les études recensées, cette hypothèse est systématiquement vérifiée puisque les durées d’enfouissement (déduites du ratio $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ou d’une modélisation fondées sur les courbes isotopiques O^{18}) additionnées aux durées d’expositions au rayonnement cosmique montrent que les surfaces rocheuses échantillonnées ont enregistrées une très longue histoire (600 à 800 ka).

Tabl. 1.10 : Taux de dénudation fondés sur l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* (Extrait de Delmas et al., 2009)

Reference	Geographic region	Nuclide	Sampling site	Erosion depth (m)	Measurement interval (kyr)	Erosion rate (mm/yr)
Bierman et al. 1999	E. Baffin Island	^{36}Al , ^{10}Be	Fjord interfluve (n=7)	n.d.	558	0.00086 ⁽¹⁾
Briner et al. 1998	N. Puget Lowland,	^{36}Cl	Stoss-and-lee landform: near top (n=6)	>1.89 to >2.17 ⁽²⁾	3	>0.63 to >0.72
"	Cascade Range	^{36}Cl	Stoss-and-lee landform: abraded lee surface (n=3)	0.38 to 0.84 ⁽²⁾	3	0.13 to 0.28
"	"	^{36}Cl	Stoss-and-lee landform: abraded lee surface (n=1)	>2.1	3	>0.7
"	"	^{36}Cl	Stoss-and-lee landform: plucked lee surface (n=2)	>2.23 to >2.03 ⁽²⁾	3	>0.68 to >0.74
"	"	^{36}Cl	Stoss-and-lee landform: stoss surface (n=6)	>1.92 to >2.37 ⁽²⁾	3	>0.64 to >0.79
"	"	^{36}Cl	Stoss-and-lee landform: stoss surface (n=5)	0.265 to 1.06 ⁽²⁾	3	0.09 to 0.35
Briner et al. 2006	E. Baffin, coastal	^{10}Be , ^{26}Al	Elevated surface, highly weathered bedrock (n=12)	<2	80–500	<0.004 to <0.02 ⁽³⁾
"	"	^{10}Be , ^{26}Al	Intermediate surface, weathered bedrock (n=11)	2	100	~ 0.02 ⁽⁴⁾
"	"	^{10}Be , ^{26}Al	Lowermost surface, fresh bedrock (n=3)	<2	100	<0.02 ⁽⁴⁾
"	"	^{10}Be , ^{26}Al	Lowermost surface, fresh bedrock (n=7)	>2	100	>0.02 ⁽⁴⁾
Briner et al. 2008	E. Baffin, coastal	^{10}Be	Fjord, upper slope (n=6)	<2.5	450	<0.006 ⁽³⁾
"	"	^{10}Be	Fjord, floor (n=4)	>2.5	100	>0.02 ⁽⁴⁾
Davis et al. 1999	Tumbling Glacier, E. Baffin	^{26}Al	Roches moutonnées (n=1)	>0.86	5.45	>0.16
"		^{26}Al	Roches moutonnées (n=1)	>0.69	5.45	>0.13
"		^{26}Al	Roches moutonnées (n=1)	0.57±0.18	5.45	0.10±0.03
Fabel et al. 2002	N. Sweden	^{26}Al , ^{10}Be	Plateau (n=7)	<2	800	<0.0025 ⁽³⁾
Fabel et al. 2004	Sinks Canyon	^{10}Be	Valley, slope base (n=1)	>2.17 to >2.65 ⁽⁵⁾	100	>0.022 to >0.026 ⁽⁴⁾
"	Wind River Range	^{26}Al		2.13±4.4 to 3.32±2.3 ⁽⁵⁾	100	0.02±0.04 to 0.03±0.02 ⁽⁴⁾
"	Transect A	^{10}Be	Valley, slope base (n=1)	>2.12 to >2.52 ⁽⁵⁾	100	>0.021 to >0.025 ⁽⁴⁾
"	"	^{26}Al		2.65±6 to 5.43±12.3 ⁽⁵⁾	100	0.02±0.06 to 0.05±0.12 ⁽⁴⁾
"	"	^{26}Al	Valley, upper slope (n=1)	>3.11 to >11.85 ⁽⁵⁾	100	>0.03 to >0.12 ⁽⁴⁾
"	"	^{26}Al		>3.14 to >12.26 ⁽⁵⁾	100	>0.03 to >0.12 ⁽⁴⁾
"	Sinks Canyon	^{10}Be	Valley, slope base (n=1)	>2.03 to >2.36 ⁽⁵⁾	100	>0.02 to >0.023 ⁽⁴⁾
"	Wind River Range	^{26}Al		>2.87 to >7.97 ⁽⁵⁾	100	>0.03 to >0.08 ⁽⁴⁾
"	Transect B	^{10}Be	Mid slope (n=1)	>2.14 to >2.56 ⁽⁵⁾	100	>0.02 to >0.025 ⁽⁴⁾
"	"	^{10}Be	Mid slope (n=1)	>2.05 to >2.40 ⁽⁵⁾	100	>0.02 to >0.024 ⁽⁴⁾
"	"	^{10}Be	Mid slope (n=1)	>2.09 to >2.47 ⁽⁵⁾	100	>0.021 to >0.025 ⁽⁴⁾

Reference	Geographic region	Nuclide	Sampling site	Erosion depth (m)	Measurement interval (kyr)	Erosion rate (mm/yr)
"	"	¹⁰ Be	Mid slope (n=1)	0.26±0.03 to 0.21±0.02 ⁽⁵⁾	100	0.002 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	Mid slope (n=1)	0.10±0.01 to 0.11±0.01 ⁽⁵⁾	100	0.001 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al		0.11±0.01 to 0.11±0.02 ⁽⁵⁾	100	0.001 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	Mid slope (n=1)	0.12±0.01 to 0.12±0.01 ⁽⁵⁾	100	0.001 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	Valley, upper slope (n=1)	0.10±0.01 to 0.10±0.01 ⁽⁵⁾	100	0.001 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	Valley, upper slope (n=1)	0.07±0.01 to 0.17±0.02 ⁽⁵⁾	100	0.001 ⁽⁴⁾
"	Bear Valleys,	¹⁰ Be	Mid slope (n=1)	0.34±0.1 to 0.35±0.1 ⁽⁵⁾	100	0.003 ⁽⁴⁾
"	Sierra Nevada,	¹⁰ Be	Mid slope (n=1)	0.71±0.5 to 0.75±0.6 ⁽⁵⁾	100	0.007 ⁽⁴⁾
"	California	¹⁰ Be	Mid slope (n=1)	>1.45 to >1.57 ⁽⁵⁾	100	>0.014 to >0.015 ⁽⁴⁾
"	Old Man Mountain,	¹⁰ Be	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.32 to >1.41 ⁽⁵⁾	100	>0.013 to >0.014 ⁽⁴⁾
"	Sierra Nevada,	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.57 to >1.77 ⁽⁵⁾	100	>0.015 to >0.017 ⁽⁴⁾
"	California	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.81 to >2.14 ⁽⁵⁾	100	>0.018 to >0.021 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.92 to >2.31 ⁽⁵⁾	100	>0.019 to >0.023 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.77 to >2.06 ⁽⁵⁾	100	>0.017 to >0.02 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.82 to >2.15 ⁽⁵⁾	100	>0.018 to >0.021 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>2.14 to >2.78 ⁽⁵⁾	100	>0.021 to >0.027 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.86 to >2.22 ⁽⁵⁾	100	>0.018 to >0.022 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	1.30±1 to 1.42±1 ⁽⁵⁾	100	0.01 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.65 to >1.89 ⁽⁵⁾	100	0.01 ⁽⁴⁾
"	"	²⁶ Al	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>1.82 to >2.05 ⁽⁵⁾	100	0.02 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	U-shaped valley, upper slope (n=1)	>2.27 to >3.15 ⁽⁵⁾	100	0.03 ⁽⁴⁾
Li et al. 2005	N. Sweden,	¹⁰ Be	Valley floor (n=1)	>2	100	>0.02 ⁽⁴⁾
"	Vávlávágge	¹⁰ Be	Valley side (n=3)	>2	100	>0.03 ⁽⁴⁾
"	N. Sweden,	¹⁰ Be	Trunk valley bottom (n=1)	>2	100	>0.04 ⁽⁴⁾
"	Dievssavággi	¹⁰ Be	Hanging valley bottom (n=1)	>2	100	>0.02 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	Trunk valley side (n=1)	0.51 to 0.78 ⁽⁶⁾	100	0.0051 to 0.0078 ⁽⁴⁾
"	N. Sweden,	¹⁰ Be	Trunk valley side (n=1)	0.96 to 1.23 ⁽⁶⁾	100	0.0096 to 0.0123 ⁽⁴⁾
"	Rávtasvággi	¹⁰ Be	Hanging valley bottom (n=1)	1.08 to 1.35 ⁽⁶⁾	100	0.0108 to 0.0135 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	Hanging valley side (n=1)	0 to 0.27 ⁽⁶⁾	100	0 to 0.0027 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	Hanging valley side (n=1)	0.07 to 0.34 ⁽⁶⁾	100	0.0007 to 0.0034 ⁽⁴⁾

Reference	Geographic region	Nuclide	Sampling site	Erosion depth (m)	Measurement interval (kyr)	Erosion rate (mm/yr)
"	N. Sweden	¹⁰ Be	Hanging valley bottom (n=1)	>2	100	>0.02 ⁽⁴⁾
"	Alisvággi	¹⁰ Be	Trunk valley side (n=1)	0.8	100	0.008 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be	Trunk valley bottom (n=1)	>2	100	>0.02 ⁽⁴⁾
Marquette et al. 2004	Torngat & Kaumajet Mts.,	¹⁰ Be, ²⁶ Al	Felsenmeer on tors (n=7)	<3	150–200	<0.015 to <0.02 ⁽³⁾
"	Labrador	¹⁰ Be, ²⁶ Al	Felsenmeer (n=3)	<3	150–200	<0.015 to <0.02 ⁽³⁾
"	"	¹⁰ Be, ²⁶ Al	Intermediate zone (n=4)	<3	100	<0.03 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be, ²⁶ Al	Valley, slope base (n=1)	>3	100	>0.03 ⁽⁴⁾
Staiger et al. 2005	Torngat Mountains,	¹⁰ Be, ²⁶ Al	Valley (n=5)	>2.5	100	>0.02 ⁽⁴⁾
"	Labrador	¹⁰ Be, ²⁶ Al	Plateau (n=26)	<2.5	400	<0.006 ⁽³⁾
"	"	¹⁰ Be	Plateau (n=26)	–	800	0.0014 to 0.029 ⁽¹⁾
Stroeve et al. 2002b	N. Sweden	¹⁰ Be, ³⁶ Cl	Torneträsk valley floor (n=3)	~ 2	100	~0.02 ⁽⁴⁾
"	Torneträsk basin	¹⁰ Be, ³⁶ Cl	Torneträsk valley floor (n=2)	~ 2	100	~0.02 ⁽⁴⁾
"	"	¹⁰ Be, ³⁶ Cl	Near summit (n=2)	<2	100	<0.02 ⁽⁴⁾
Stroeve et al. 2002a	NE Sweden	²⁶ Al, ¹⁰ Be	Plateau (n=3)	<2	200–300	<0.01 to <0.006 ⁽³⁾
"	Parkajoki area	¹⁰ Be	Plateau (n=4) sur tors	–	605	0.0016 ⁽¹⁾
"	"	²⁶ Al, ¹⁰ Be	Meltwater channel on plateau (n=1)	>2	100	>0.02 ⁽⁴⁾
Sugden et al. 2005	Antarctica	²⁶ Al, ¹⁰ Be	Nunatak summit, elevated (n=5)	~ 0	190–260	~0 ⁽³⁾
"	Marie Byrd Land	³⁶ Al, ¹⁰ Be	Nunatak summit, intermediate (n=2)	~40	100	~0.004 ⁽⁴⁾
"	"	³⁶ Al, ¹⁰ Be	Nunatak slope (n=1)	>40	100	>0.04 ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Rate directly provided by authors on the basis on nuclide concentrations.

⁽²⁾ Minimum and maximum values of a data set.

⁽³⁾ Rate computed here from the erosion depth and burial time (²⁶Al/¹⁰Be ratio).

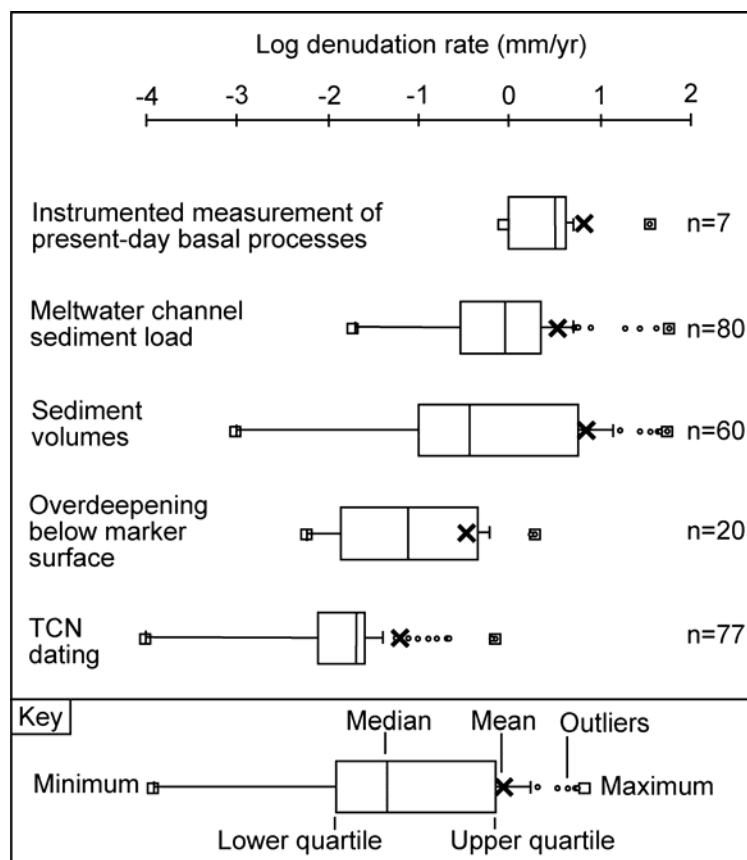
⁽⁴⁾ Erosion calculated here and held valid for the last glacial cycle (100 kyr).

⁽⁵⁾ Minimum value corresponds to neutron-based calculations; maximum value corresponds to neutron- and muon-based calculations.

⁽⁶⁾ Minimum value corresponds to age model held valid for a 40 kyr interval; maximum value corresponds to age model held valid for a 60 kyr interval.

Au total, toutes les vitesses de dénudation basées sur l'utilisation des nucléides cosmogéniques n'ont pas la même signification, **celles fondées sur l'évidence d'un héritage d'exposition quantifient la dénudation du lit glaciaire durant un cycle d'englacement donné**, et ce avec un niveau de précision relativement fin, tandis que **celles fondée sur la concentration de cosmonucléide produit *in situ* donnent des taux de dénudation moyens à l'échelle du Quaternaire** et, par conséquent, lissent l'activité érosive subie par une surface rocheuse donnée durant les phases d'englacement et celle subie par cette même surface rocheuse durant les interglaciaires. On notera enfin que les quantifications associées à l'absence d'héritage d'exposition ne saisissent que très approximativement la réalité de la dénudation sous-glaciaire (les taux enregistrés sont des minima, cf. Tabl. 1.10). Cela explique très probablement le décalage vers le bas de la gamme des valeurs issues de cette méthode, entre 10^{-4} et 10^{-1} mm.yr⁻¹ pour les valeurs normales (Fig. 1.19). Ce n'est que très exceptionnellement, si on a la preuve que le dernier cycle glaciaire a été très bref au site d'échantillonnage, que les données s'approchent de 1 mm/an (cas que pour le Mont Erie où bosse échantillonnée recouverte durant dernier cycle glaciaire seulement durant 3 ka, Briner et al., 1998).

Fig. 1.19 : Variabilité de la dénudation enregistrée en contexte glaciaire par le biais des principales méthodes de quantification
(Extrait de Delmas et al., 2009)



Conclusion

Au terme de ce premier chapitre, il convient de préciser dans quel courant scientifique s'inscrit notre propre contribution. Elle se situe en fait à la croisée de plusieurs courants. La démarche est géographique car elle s'appuie sur une analyse spatiale des formes du relief. Elle est aussi historique car le relief est conçu comme le produit d'une histoire caractérisée par un enchaînement plus ou moins complexe de systèmes d'érosion qui ont travaillé à des rythmes variés et laissés dans les paysages une empreinte plus ou moins durable. A ce titre, ce travail rejoint la vision développée par A. Godard du paysage palimpseste. Cette vision est sensiblement différente de celle qui préside en géomorphologie dynamique selon laquelle le temps est synonyme de durée et, les formes, un marqueur de l'efficacité des processus. Dans cette perspective qui accorde aux formes du relief une place centrale, les progrès récents dans le domaine des paléoenvironnements quaternaires, en particulier les travaux qui ont contribué à préciser le calendrier des fluctuations climatiques, sont essentiels pour notre propos car ils offrent un cadre chronologique sur lequel nous pouvons asseoir notre compréhension de l'histoire des processus. Cela justifie l'important investissement que nous avons réalisé dans le domaine des paléoenvironnements quaternaire est-pyrénéens (2^o partie de l'ouvrage). Le fil directeur de ce travail suit donc une optique de géomorphologie des formes renouvelée grâce à l'utilisation de nouveaux outils de datation des séquences glaciaires quaternaires et la possibilité de préciser le calendrier paléoenvironnemental des systèmes d'érosion (glaciaire mais aussi para et/ou périglaciaire) qui ont fonctionné au cours du Quaternaire froid. Bien que ce travail ne s'inscrive pas en priorité dans une optique de géomorphologie dynamique, nous avons emprunté à ce courant la démarche quantitative ; elle est appliquée dans ce travail à travers une mesure de la variabilité temporelle de l'érosion würmienne (chapitre 7) et une analyse morphométrique des cirques (chapitre 8).

Chapitre 2

L'inscription des paléoenglacements dans l'espace est-pyrénéen

Introduction

L'est des Pyrénées offre un domaine d'étude particulièrement intéressant pour notre propos pour deux raisons essentielles. La première tient à l'important contraste de façade qui caractérise ce tronçon de la chaîne en termes d'emprise spatiale des paléoenglacements mais aussi en termes d'empreinte glaciaire. La seconde tient à l'existence de toute une gamme de formes qui posent précisément la question de l'efficacité de l'érosion glaciaire. La préservation jusqu'au cœur du domaine englacé de paléotopographies néogènes et d'altérites probablement pré-quaternaires en sont l'expression la plus évidente. Maintes fois signalées dans les domaines de socle des hautes latitudes où leur prise en compte a conduit D.E. Sugden à élaborer son modèle d'érosion glaciaire différentielle (Sugden, 1977 ; 1978), leur présence dans des domaines de montagne jeune, et de latitude méridionale, paraît beaucoup plus singulière. Le domaine d'étude couvre l'emprise des paléoenglacements pléistocènes depuis le bassin glaciaire de l'Ariège (glacier de l'Ariège et ses affluents : Vicdessos, Aston, Oriège, Lauze) jusqu'aux glaciers les plus orientaux de la chaîne. Après une brève description du cadre morphostructural, on s'attache ici à faire le point sur les multiples contrastes qui caractérisent cet espace.

1- Le cadre morphostructural

Les grands volumes de relief sont orientés est-ouest conformément aux grandes lignes de la structure géologique de la chaîne (Fig. 2.1). La zone axiale forme l'épine dorsale de la chaîne ; elle englobe les plus hauts massifs qui, dans notre domaine d'étude, culminent entre 2800 pour les massifs les plus orientaux et 3140 m d'altitude pour le plus élevé (pic d'Estat ; massif du Mont Calm). Dans la zone nord-pyrénéenne, les altitudes décroissent sensiblement et ne dépassent 2000 m d'altitude qu'au niveau des massifs satellites de Tabe, des Trois Seigneurs et de l'Arize. Le front montagneux suit assez fidèlement le tracé du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Dans la zone sous-pyrénéenne domine un relief de collines et de bas plateau situés entre 500 et 800 m d'altitude. Alors que les glaciers orientaux sont restés cantonnés à la zone axiale, le système glaciaire ariégeois s'est avancé largement au-delà de la faille nord-pyrénéenne pour traverser l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne jusqu'au chevauchement de Foix et atteindre, au cours du pléistocène moyen, les premières collines de la zone sous-pyrénéenne. Avec un bassin glaciaire recoupant les trois grandes unités structurales de la chaîne, l'éventail lithologique et des comportements face aux processus d'érosion est extrêmement large. On s'attache ici à faire une brève présentation des grandes unités structurales recoupées par les paléoenglacements est-pyrénéens (Fig.2.2).

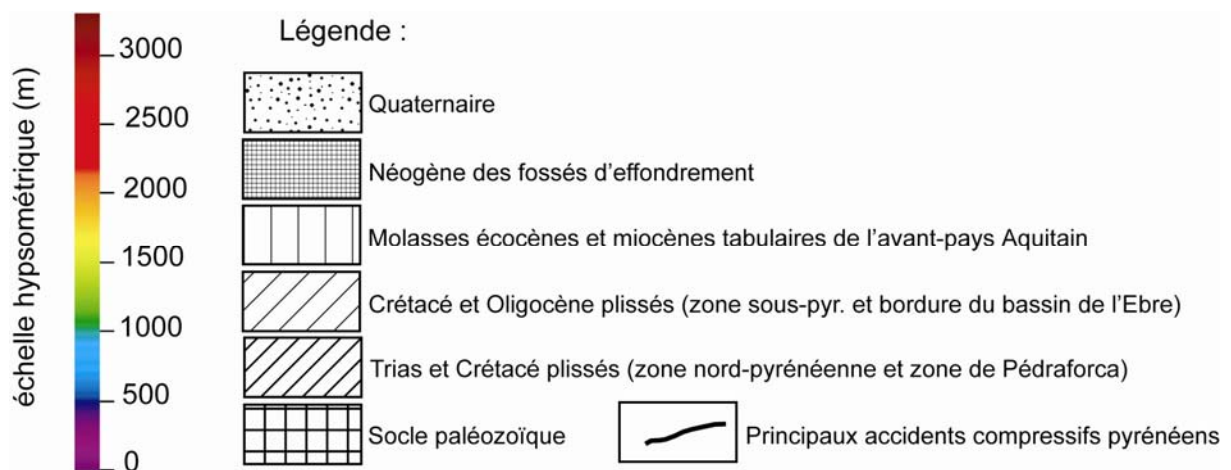
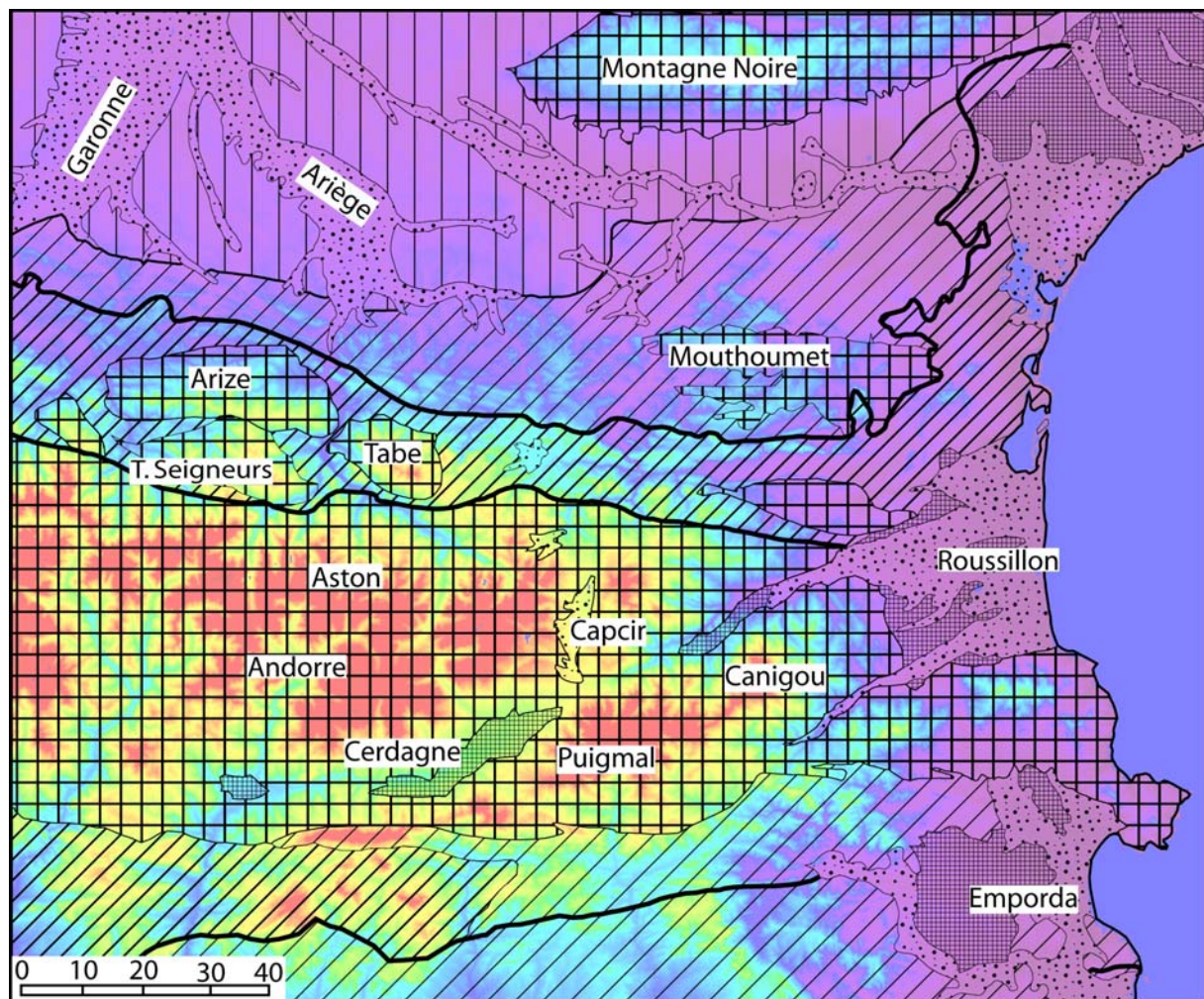


Fig. 2.1 : Les grandes unités morpho-structurales des Pyrénées orientales
 Croquis structural réalisé à partir de la carte géologique de la France au millionième (BRGM, 1996).
 Fond hypsométrique réalisé sous MICRODEM (version 10. P. Guth, oceanography department, U.S. Naval Academy) à partir des données du MNT SRTM 3 arc-seconde (90 mètres)

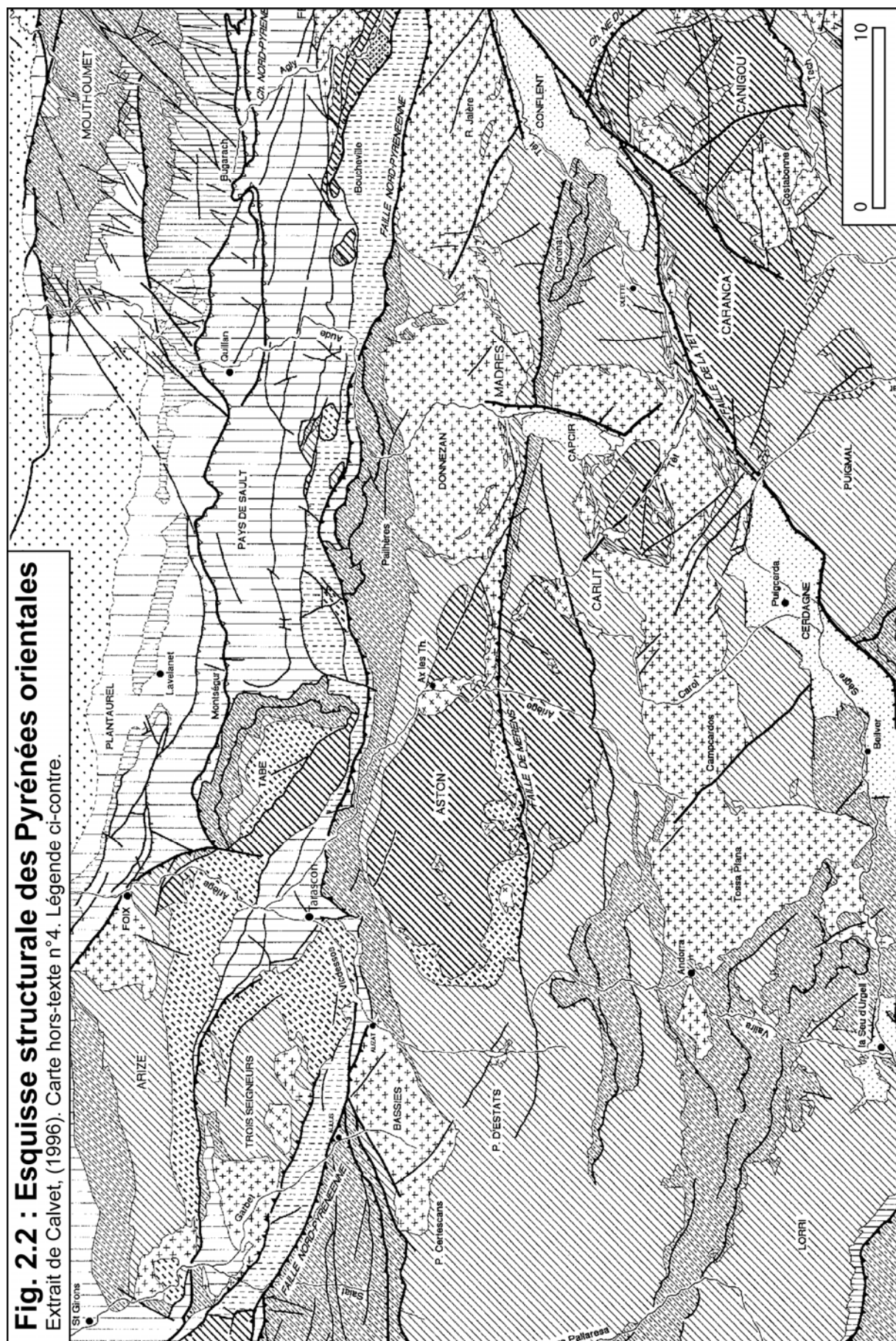
1.1- La structure de la haute chaîne axiale

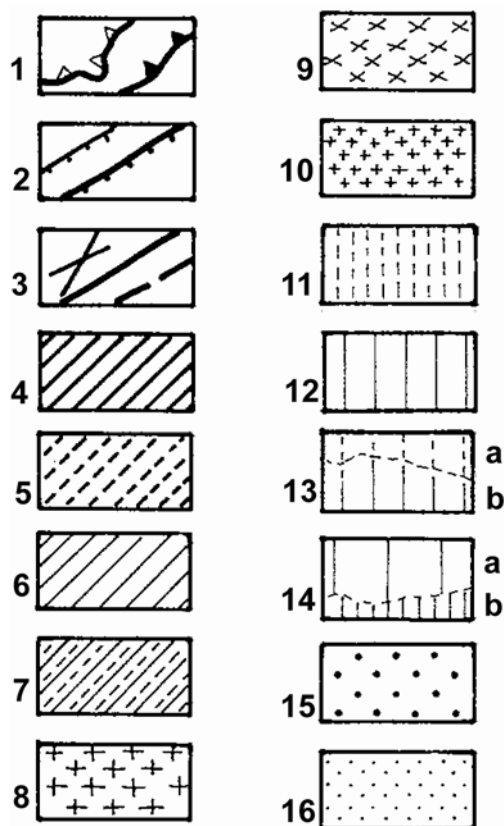
La haute chaîne axiale est constituée de noyaux de gneiss et de migmatites longtemps donnés pour un socle précambrien (Guitard, 1970 ; Barnolas et al., 1996) mais interprétés maintenant comme des intrusions granitiques datées de l'Ordovicien et gneissifiées lors de l'orogénèse hercynienne (Cocherie et al., 2005 ; Laumonier, 2008). Ces intrusions ont pénétré dans une puissante et monotone séquence gréso-pélitique allant du Néoprotérozoïque supérieur au Cambro-Ordovicien et métamorphisé, de la base au sommet, en micaschistes, marbres et schistes ardoisiers. Viennent ensuite les terrains paléozoïques fossilifères datés du Caradoc (Ordovicien supérieur) au Dinantien (Carbonifère inférieur). Il s'agit encore de séries schisteuses, de poudingues quartzeux et de carbonates plus ou moins massifs au Dévonien. L'ensemble est recoupé par plusieurs complexes granitiques intrusifs mis en place à la fin de l'orogène hercynien, vers 300 Ma (granites de Bassiès, d'Ax-les-Thermes, du Campcardos et du Carlit). Les accidents qui affectent la zone axiale sont d'âge hercynien et tardi-hercynien même si, bien évidemment, la tectonique pyrénéo-alpine a repris l'ensemble de ces fractures. La tectonique cassante extensive du Néogène a tronçonné la zone axiale en un système de horst et graben principalement au sud et à l'est de notre domaine d'étude : fossé de Cerdagne-La Seu d'Urgell plutôt orienté nord-est/sud-ouest et fossé du Capcir, plutôt nord-sud. Ces fossés individualisent les horsts du Madrès à l'est et du Canigou-Carança-Puigmal au sud. Cette structure très morcelée de la zone axiale se traduit par un réseau hydrographique beaucoup mieux hiérarchisé sur le versant nord que sur le versant sud où les bassins de l'Aude, de la Têt et du Sègre ont un tracé divergent.

1.2- Les grandes lignes de la structure de l'avant-pays ariégeois

La zone nord-pyrénéenne traversée par le système glaciaire ariégeois est caractérisée par des massifs satellites paléozoïques largement épanouis tandis que la couverture sédimentaire post-hercynienne affleure en bandes étroites et discontinues au nord des massifs de Tabe, de l'Arize et dans le bassin de Tarascon. Les massifs satellites correspondent à des coins de socle déracinés, au sein des terrains mésozoïques nord-pyrénéens, et éjectés selon des chevauchements à vergence nord convergeant en profondeur (Roure & Choukroune, 1998). Ces massifs paléozoïques ont exactement la même constitution que la zone axiale : un noyau de gneiss surmonté par des migmatites puis des terrains sédimentaires non métamorphiques du Caradoc au Dinantien et, enfin, des granites intrusifs qui recoupent l'ensemble des terrains (granite d'Ercé et du pic des Trois-Seigneurs). La couverture post-hercynienne se décompose en deux séries : une série antérieure au Cénomanien et une série Crétacé supérieur.

La série antérieure au Cénomanien va du Trias à l'Albien et se caractérise par la classique opposition entre calcaires et dolomies Jurassique et Urgo-Aptien et les marnes schisteuses de l'Albien. La série est non métamorphique au nord et sur la marge orientale du massif de Tabe ; elle devient métamorphique au sud de Tabe, au contact de la faille nord-pyrénéenne. Dans cette série marmoréenne, dite « du signal de Caussou », affleurent d'importants pointements de lherzolites. Le métamorphisme disparaît dans le bassin de Tarascon où la série post-hercynienne forme un synclinorium complexe serré entre les éléments de socle de la zone axiale au sud, de Tabe au nord-est et de l'Arize au nord. Par contre plus à l'ouest, dans le synclinal d'Aulus et de Vicdessos, on retrouve des calcaires et dolomies marmorisées qui attestent un métamorphisme particulièrement accusé. On y retrouve aussi les pointements de lherzolites qui accompagnent la série secondaire métamorphisée.





Légende Fig.2.2:

1 – Chevauchements pyrénéens dans la couverture sédimentaire, chevauchements et failles inverses dans le socle (hercyniens ou pyrénéens). 2 – Faille normale néogène. 3 – Autres failles, failles probables ou masquées. 4 – Ortho- et paragneiss précambriens. 5 – Migmatites dans le socle précambrien et la base du Paléozoïque. 6 – Paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien). 7 – Paléozoïque moyen et supérieur (Caradoc, Silurien, Dévonien, Carbonifère). 8 – Granitoïdes en massifs supérieurs. 9 – Granites intermédiaires. 10 – Granites profonds catazonaux. 11 – Mésozoïque métamorphique nord-pyrénéen. 12 – Série nord-pyrénéenne et zone des flyschs (Mésozoïque carbonaté et marneux puissant et peu lacunaire). 13 – Série mésozoïque décollée ou charriée sud-pyrénéenne, surmontée de Paléogène (b). 14 – Série sous-pyrénéenne et couverture sud de la zone axiale base mésozoïque très lacunaire (Trias, Crétacé supérieur...), séquences éocène marine (b) base continentale. 15 – Conglomérats syntectoniques et molasses continentales paléogènes des bassins flexuraux bordiers. 16 – Remblaiement détritique des fossés orientaux (Oligocène, Miocène, Pliocène) et molasses néogènes de l'Aquitaine.

Les lambeaux discordants de Crétacé supérieur affleurent dans le domaine qui nous intéresse au niveau du bassin de Saurat où la série débute dans le Cénomanien et se termine dans le Coniacien et dans le synclinal de Nalzen où tous les étages du Crétacé supérieur sont représentés. Ce synclinal occupe en fait une situation intermédiaire entre la zone nord-pyrénéenne et la zone sous-pyrénéenne comme le montre le dédoublement du chevauchement frontal nord-pyrénéen en un tracé passant au sud du synclinal de Nalzen dans le prolongement du chevauchement du Pays de Sault et un tracé passant au nord du synclinal dans le prolongement du chevauchement du Pech de Foix.

Enfin, la zone sous-pyrénéenne correspond au pli régulier du Plantaurel. La séquence sédimentaire s'étage du Crétacé supérieur à l'Éocène. L'alternance rapide de marnes, de grès et de calcaires marins pour l'essentiel permet le développement de formes structurales dérivées très régulières : crêts, barres, combes... La séquence détritique syntectonique des poudingues de Palassou, encore assez fortement déformée, s'y adosse en concordance et s'échelonne du Cuisien à l'Oligocène inférieur (Crochet, 1991). Les pendages s'atténuent vers le haut de la série et les molasses miocènes de l'Aquitainien-Burdigalien, sub-horizontales, affleurent principalement en rive gauche de l'Ariège dans les coteaux de Pamiers à partir de Varilhes. Leur composition argilo-sableuse, pauvre en conglomérats, a facilité leur déblaiement par l'Ariège et ses affluents qui ont façonné une très large vallée à l'aval des cluses ouvertes dans le pli du Plantaurel et les barres de poudingues éocènes.

Fig. 2.3 : L'emprise spatiale des paléoenglacements pyrénéens vue par Albrecht Penck (1883)



2- L'emprise spatiale des paléoenglacements

2.1- Un fort contraste de façades

L'emprise spatiale des paléoenglacements pyrénéens est parfaitement identifiée, au moins dans ses grandes lignes. Son tracé repose sur une cartographie des formes et formations glaciaires qui a été réalisée par plusieurs générations d'auteurs. La figure 2.3 montre l'image des paléoenglacements pyrénéens tel que A. Penck la conçoit en 1883. Depuis, de nombreux travaux ont été publiés ; D. Faucher (1937) et L. Goron (1941) en Ariège ; O. Mengel (1915) et, plus secondairement sur ce thème, P. Birot (1937) et F. Nussbaum (1945) pour les Pyrénées Orientales. Dans les années 1950 et 1960, de nouvelles levées de terrain sont réalisées par G. Viers, F. Taillefer et P. Barrère. Plusieurs massifs ou tronçons de vallées font alors l'objet d'une cartographie détaillée : En Ariège, A. Bertrand (1963) sur le Val d'Ariège entre Ax-les-Thermes et Tarascon, F. Taillefer sur le bassin de Tarascon (1961 ; 1977), la vallée de Saurat (1960) et le secteur de Foix (1973). Les synthèses les plus détaillées sont publiées sous forme de carte au 1/50 000 ; en Ariège, F. Taillefer publie en 1963 les feuilles de Vicdessos et de Foix. Dans la même édition, G. Viers (1961 ; 1968) publie la feuille au 1/50 000 de Mont-Louis qui couvre les émissaires glaciaires qui débouchaient en lobe de piémont sur les hauts bassins de Cerdagne (Carol, Angoustrine également étudiée par R. Romieu, 1960, Têt) et de Capcir (Aude, Vallsera, Lladure et Galbe). Les massifs méridionaux ou orientaux du Campcardos (Gomez Ortiz, 1985 ; Calvet, 1996), du Puigmal-Carança (Calvet, 1996), du Canigou (Viers, 1966 ; Calvet, 1996) et du Madrès (Calvet, 1996) sont également explorés. Une synthèse récente de ces levées de terrains a été réalisée pour l'ensemble des Pyrénées au 1/500 000 (Calvet, 2004). Cette carte montre un important contraste de façade entre la façade nord, parcourue par de puissants émissaires glaciaires suffisamment alimentés pour atteindre le piémont, et la façade sud parcourue par des glaciers de taille beaucoup plus réduite qui ne dépassaient pas la limite du front montagneux. Ce contraste de façade caractéristique des paléoenglacements pyrénéens est particulièrement marqué dans l'est de la chaîne (Fig. 5.62) où l'on reconstitue, sur le bassin ariégeois, un glacier de vallée composite dont le front se tenait à plus de 60 km des lignes de crêtes limitant la zone d'alimentation alors que sur le versant sud du massif du Carlit les langues de glace les plus longues ne dépassaient pas une vingtaine de kilomètres. Quant aux massifs les plus méridionaux et orientaux (Campcardos, Puigmal, Carança, Canigou et Madrès), ils n'abritaient que des glaciers locaux de taille très réduite.

Ce contraste de façade particulièrement accentué dans l'est de la chaîne s'observe également à travers la position de la paléoligne d'équilibre glaciaire (LEG) que plusieurs auteurs se sont attachés à reconstituer à partir des méthodes simples et rapides à appliquer (cf. section 1.4, chapitre 4). Le tableau 2.1 montre la variabilité inter et intra massifs de la LEG ; on note une nette élévation de sa position d'est en ouest et du nord au sud. C'est dans les massifs les plus septentrionaux en position de premier front montagneux qu'elle est la plus basse : Arize, Trois-Seigneurs, Mont Ceint, Tabé où elle est inférieure à 1600 m d'altitude. Elle se relève légèrement dans les massifs septentrionaux en position interne où un gradient croissant s'exprime d'ouest en est avec une LEG autour de 1600-1700 m d'altitude dans les massifs ariégeois (Bassières, Mont Calm, Aston) et autour de 1700-1800 m dans les massifs des Pyrénées Orientales et de l'Aude (Carlit nord, Donnezan, Pailhères). Par contre, sur le versant sud du massif du Carlit ainsi que dans les massifs situés à l'extrémité orientale et méridionale de la chaîne, la LEG se relève brutalement autour de 2000 m d'altitude voire 2100 à 2200 m sur Campcardos, Canigou, Carança et Puigmal. Cette rupture s'explique à la

fois par un gradient climatique particulièrement accentué dans ce tronçon de la chaîne et par les caractéristiques topographiques du bassin glaciaire.

Tabl. 2.1 : Position de la LEG des principaux massifs des Pyrénées orientales

Massifs	Lieu dit ⁽¹⁾	A	B	C	D
Arize N	col de Portel	1350	-	-	-
	source Arget (Cap de Carmil)	~1400	-	-	-
	pic Razel	~1400	-	-	-
	pic de Therme (1700-1050)	-	~ 1350	-	-
	Le Picou	~ 1450	-	-	-
Arize S	La Pourrasse (1150-1670)	-	1410	-	-
	col de Port (1200-1550)	-	1370	-	-
	Urs (1100-1680)	-	1415	-	-
	Saurat sous sommet de Bazillac (1200-1550)	-	1375	-	-
	Costes de Sabela (1340-1490)	-	1415	-	-
	Quère d'Urs	1500	-	-	-
	Rocher du Batail	1400	-	-	-
Trois Seigneurs N	pic d'Estibat ouest (source 1375)	1375	-	-	-
	pic d'Estibat est (fontaine d'Estibat)	1450	-	-	-
	Cap de l'Escalot (La Trincade)	1450-1500	-	-	-
	Planel de la Jagude	1500	-	-	-
Trois Seigneurs S	Querqueou est	1550	-	-	-
	Querqueou sud (côte longue)	1600	-	-	-
	Planel Dhers	1600	-	-	-
	Fumat	1650	-	-	-
Mont Ceint N	Garrassoula est	1530	-	-	-
	Garrassoula ouest	1382	-	-	-
	Tuc du Laguel est	1512	-	-	-
Tabé N		-	-	1500-1600	-
	est mont Forcat (Combret)	1500	-	-	-
	Le Fangas	1400	-	-	-
	Le Taulat	1450	-	-	-
	L'Ourza (affl. de l'Hers) (1150-1900)	-	1500	-	-
	bassin du Lasset (2360-vers 700)	-	1500	-	-
	bassin du Touyre (2348-700)	-	1520	-	-
Tabé S	bassin de Cazenave (1150-2000)	-	1575	-	1554 m
Bassiès	Garrassoula	1400	-	-	-
	bassin du Garbet (600-2700)	-	1650	-	-
	bassin d'Ustou (650-2800)	-	1725	-	-
Plateau entre Vicdessos et Aston					
secteur Goulié pic d'Endron	est crête d'Esplas	1600	-	-	-
Plateau entre Aston et Ariège					
		-	-	1600-1700	-
Pla de Montcamp	col de la Lène	1600	-	-	
	crête de la Lesse (rocher de Miglos)	1550-1600	-	-	

	Pla de Montcamp	1650	-	-	
Plateau de Beille		-	-	1700-1800	-
Interfluve Ariège-Oriège	crête Orlu en rive droite Oriège (pic Calmette)	1650	-	-	-
Pailhères	Roc de Querquéout	1650	-	-	-
	pic de Rendoulière	1550	-	-	-
	col de Pradel	1650	-	-	-
	Jasse du clos du Gourg	1600	-	-	-
Donnezan	bassin Bruyante (2540-850)	-	1715	-	-
	moraine Mijanes	-	-	-	1700
	Moraine du bois de France	-	-	-	1700
Carlit E et S	moraine du Galbe	-	-	-	2050
	moraines Lladure-Vallserra	-	-	-	1940
	Moraine Têt (rive droite col du Pam)	-	-	-	2000
	Moraine Angoustrine	-	-	-	2140
	Moraine Carol	-	-	-	2050
	Cirque des Angles	1800	-	-	-
Dourmidou N	cirques exposés est en suralimentation	1550-1600	-	-	1700-1800
	Clot d'Espagne	-	1610	-	-
	Jasse de Caillau (carrière de Talc)	-	-	-	1680
		-	-	-	-
Madrès versant N	niches glaciaires exposés à l'est	1650	-	-	-
	bassin Aiguette	-	1850	-	-
	bassin Castellane	-	1825	-	-
Madrès versant S	cirques en position de suralimentation	2050	-	-	-
	bassin d'Evol	-	1925	-	-
	bassin de Sansa	-	2025	-	-
	bassin de Nohèdes	-	2025	-	-
					-
Canigou Carançà Puigmal	moraine de Balatg	-	2180	-	-
	bassin Lentilla (1350 et 2730)	-	2025	-	-
	bassin Coumelade	-	2115	-	-
	bassin Parcigoule (2700-1500)	-	2100	-	-
	bassin des Conques (2785-1700)	-	2242	-	-
	bassin Cadi (refuge Arago)	-	-	-	2100
	bassin Carançà (1450-2800)	-	2125	-	-
	bassin Prats Ballaguer (1450-2860)	-	2155	-	-
	bassin Mantet (2700-1600)	-	2150	-	-
	bassin Planès (2850-1550)	-	2200	-	-
	bassin Eyne (1620-2850)	-	2235	-	-
	bassin Llo (1700-2840)	-	2270	-	-
Campcardos-Tossa Plana	Lascanals	2150	-	-	-

⁽¹⁾ Pour localiser les lieux dits, cf. cartes topographiques IGN série Top 25. **A** – Méthode altitude moyenne des planchers de cirque élémentaires. **B** – Méthode THAR 0,5. Noter que l'altitude du front et des lignes de crêtes utilisées pour appliquer la méthode sont mentionnées entre parenthèse dans la colonne « lieu dit ». On peut à partir de ces données calculer l'altitude de la LEG sur la base d'un THAR de 0,4 ou 0,35 comme le préconise Meierding (1982 ; cf. section 1.3 du chapitre 4). **C**- Méthode des crêtes. **D** – Méthode en fonction enracinement des moraines latérales.

2.2- La part du gradient climatique

Dans les Alpes, la position méridionale des principaux dômes de glace a permis d'envisager une réorganisation de la circulation atmosphérique générale avec une prépondérance des flux de sud portant la neige durant le LGM alors qu'ils sont actuellement surtout issus du NW (Florineth & Schlüchter, 2000). Par contre dans les Pyrénées, la répartition des paléoenglacements et la dissymétrie des cirques suggèrent une permanence des conditions atmosphériques. La répartition des glaciers, au deux tiers sur le versant nord, traduit une alimentation prédominante par flux de nord-ouest comme c'est le cas actuellement. L'orientation des cirques, dans les massifs marginaux en particulier, principalement dessinés face à l'est au sud-est voire au sud, implique une suralimentation neigeuse par flux de nord à nord-ouest à l'image de celle qui redistribue actuellement la neige. Dès lors, on a tout lieu de penser que les contrastes climatiques actuels sont très proches de ceux qui existaient au cours des phases froides du Pléistocène. L'analyse du contexte climatique actuel que nous proposons ici portera (i) sur les indicateurs pluviométriques (précipitations moyennes annuelles, nombre annuel de jours de pluie, rythme saisonnier des précipitations) car ils renseignent, très indirectement bien sur, les conditions de l'alimentation des paléoenglacements, (ii) sur les conditions d'ensoleillement car elles reflètent les conditions d'ablation auxquelles étaient soumises les glaciers. L'ensemble de ces indicateurs montre l'ampleur du contraste de versant qui existe entre le versant nord, océanique, plus froid et plus humide que le versant sud, méditerranéen, plus chaud et plus sec. La limite entre ces deux mondes correspond assez fidèlement à celle relevée à propos de la LEG ; elle suit un axe allant du massif du Carlit au col du Puymorens.

Les cartes du nombre d'heures et du pourcentage d'ensoleillement (Fig. 2.4) sont les plus significatives. Elles montrent un gradient fortement décroissant entre l'extrémité orientale de la chaîne (plus de 2750 h d'ensoleillement par an, plus de 50 % d'ensoleillement journalier en décembre et plus de 70 % d'ensoleillement journalier en juillet) et la basse Ariège (moins de 2000 h d'ensoleillement par an, 25 à 30 % d'ensoleillement journalier en décembre et 50 à 55 % d'ensoleillement journalier en juillet).

Fig. 2.4 : Le contraste d'ensoleillement entre les deux façades de la chaîne

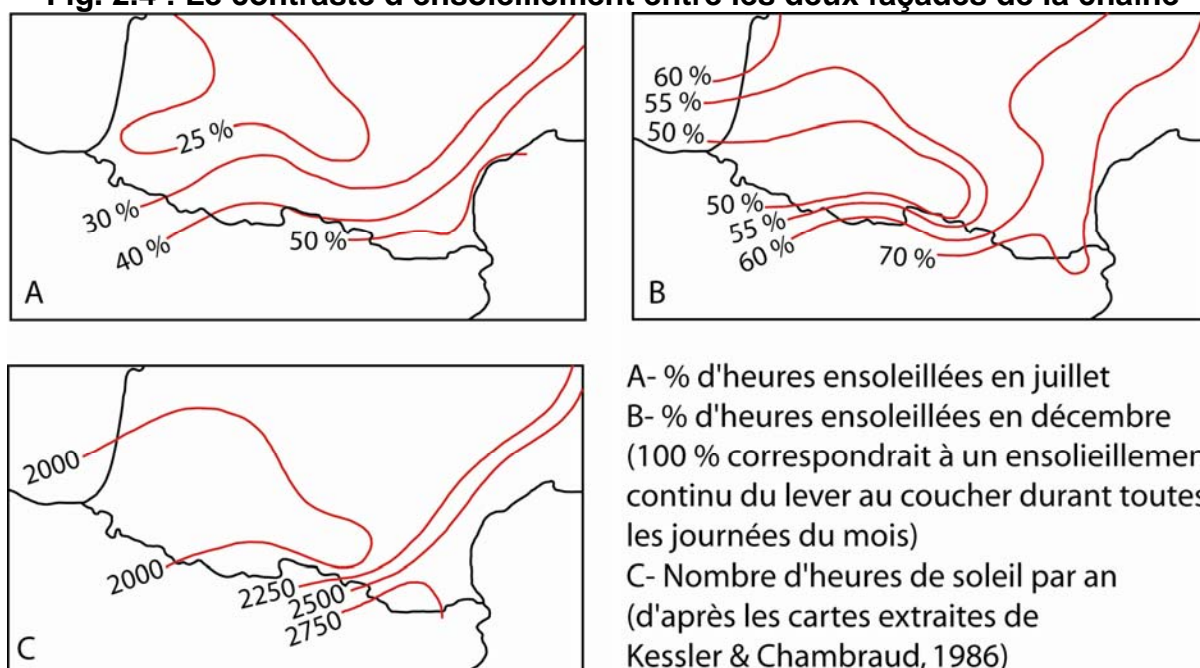
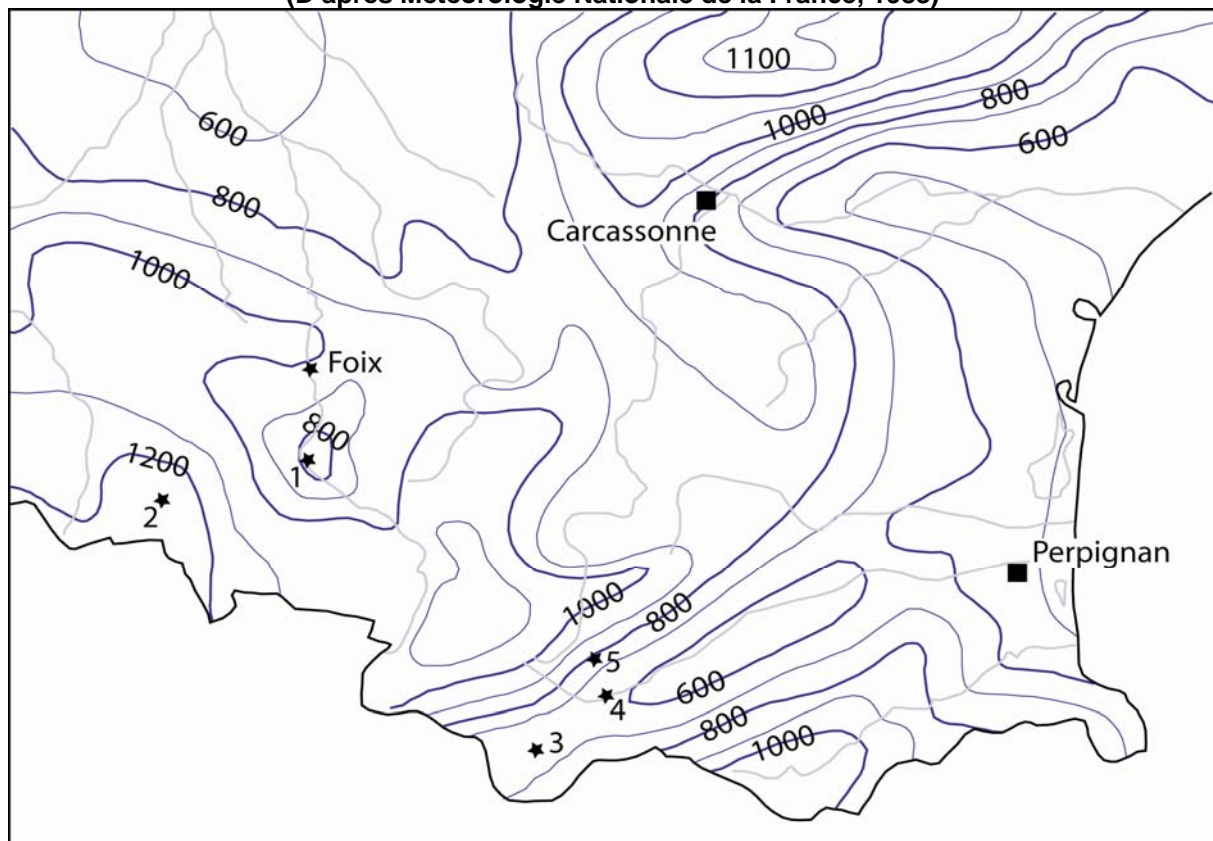
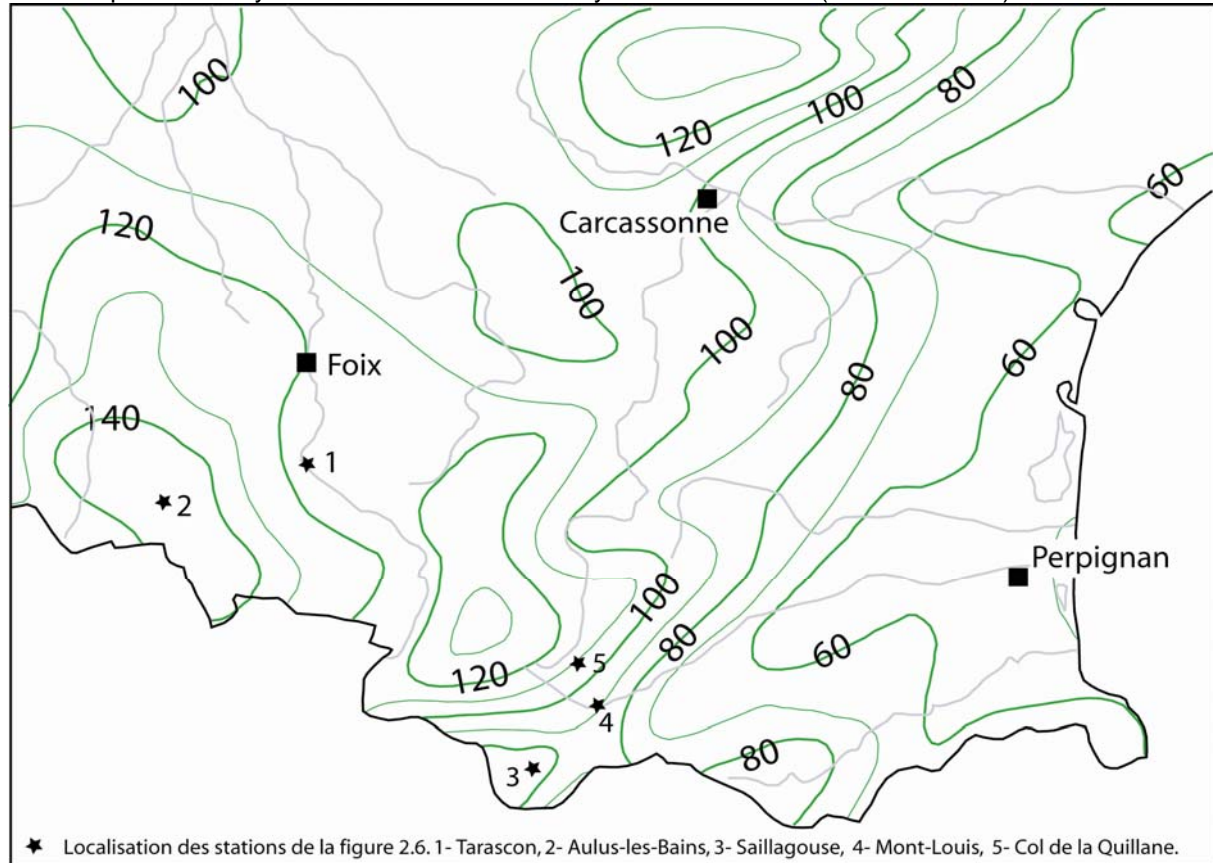


Fig. 2.5 : Le contraste pluviométrique entre les deux façades de la chaîne
(D'après Météorologie Nationale de la France, 1988)



A - Précipitations moyennes annuelles dans les Pyrénées orientales (valeurs en mm)



★ Localisation des stations de la figure 2.6. 1- Tarascon, 2- Aulus-les-Bains, 3- Saillagouse, 4- Mont-Louis, 5- Col de la Quillane.

B - Nombre de jours de pluie moyen par an dans les Pyrénées orientales

Les cartes des précipitations moyennes annuelles et du nombre annuel de jours de pluie ont été réalisées d'après la carte des précipitations en France (Météorologie nationale de la France, 1988). Cette carte à petite échelle établie à partir de stations localisées pour l'essentiel en plaine renseigne assez grossièrement la pluviométrie réelle des hauts massifs. D'ailleurs, ce qui tombe réellement sur la haute chaîne reste mal connu. Aucune étude précise n'a été publiée sur le versant ariégeois. Par contre, pour les Pyrénées Orientales, J.P. Vigneau (1986) signale des hauteurs d'eau proches de 1500 mm/an dans le massif du Carlit, sur la base du nivopluviomètres totalisateurs installés au niveau du lac des Bouillouses (2000 m alt.). Dans le Canigou, les nivopluviomètres totalisateurs indiquent des totaux dépassant 1500 mm dès 1700 m d'altitude côté nord et dès 2000 m d'altitude côté sud. Ces données ponctuelles montrent bien que la carte que nous avons retenue (Fig. 2.5-A), faute de mieux à l'échelle de l'est des Pyrénées, minimise largement les hauteurs d'eau qui s'abattent réellement sur les hauts massifs, c'est-à-dire ceux qui étaient situés dans la zone d'accumulation au cours des cycles glaciaires pléistocènes. En dépit de ces imperfections, ces cartes montrent le même contraste de versant que celui observé à partir des cartes d'ensoleillement. En effet, on observe sur le versant sud, dans le haut bassin de Cerdagne, un creux pluviométrique qui se traduit par moins de 700 mm de précipitations moyennes annuelles alors que sur le versant nord, le haut bassin ariégeois reçoit plus de 1000 mm/an et plus de 120 jours de pluie (Fig. 2.5-A et B). Ces cartes permettent aussi de visualiser l'importance de la position des massifs par rapport aux flux humides venus du nord-ouest ; on retrouve ici les nuances exprimées plus haut à propos de la LEG. De même, l'orientation des vallées est susceptible de favoriser la pénétration des perturbations océaniques jusqu'au cœur de la masse montagneuse. Les records de pluie enregistrés sur le massif de Bassiès (station d'Aulus) et sur le versant nord du massif du Carlit sont étroitement liées à l'orientation nord-ouest/sud-est des vallées du Garbet et de l'Alet (affluents du Salat) d'une part, de l'Ariège en amont de Tarascon et de l'Oriège d'autre part. Cela peut se manifester jusqu'en Capcir où les hauteurs de pluies relativement importantes enregistrées au col de la Quillane s'expliquent certes par l'effet orographique (station à 1714 m d'altitude) mais aussi par la pénétration jusque sur le Carlit nord des flux humides venus du nord-ouest. Inversement, le creux relatif observé sur le massif de l'Aston s'explique par la position d'abri qu'occupe ce massif en arrière du massif des Trois Seigneurs. Il en va de même pour la vallée du Vicdessos, orientée sud-ouest/nord-est, et le bassin de Tarascon (< 800 mm/an) qui se trouvent elle aussi en position d'abri sous le massif des Trois Seigneurs.

L'effet d'abri s'accroît en basse Cerdagne et se traduit par un rythme pluviométrique à forte tonalité continentale (Fig. 2.6). A Saillagouse, le maximum pluviométrique est centré sur le semestre estival (60 à 70 mm de précipitation mensuelle de mai à septembre) et le minimum centré sur l'hiver (20 à 30 mm de précipitation mensuelle courant janvier, février et mars). A Mont-Louis par contre, le rythme pluviométrique est plus franchement méditerranéen comme le montrent les deux maxima de saison intermédiaire : le plus important centré sur l'automne et l'autre, de moindre importance, sur le printemps. Par contre, les pluies du semestre estival sont trop abondantes et les températures trop fraîches pour permettre une période sèche au sens $P \leq 2T$. Au total, en Cerdagne, les précipitations hivernales (décembre, janvier, février) sont médiocres et nettement inférieures à celles enregistrées sur le versant ariégeois (20 à 60 mm de précipitation moyenne mensuelle sur les 3 stations du versant méridional contre 40 à 200 mm sur les 3 stations ariégeoises). Cela se traduit par de très fortes différences en termes d'enneigement entre le versant nord et le versant sud.

Tabl. 2.2 : Reconstitution de la superficie des paléozones d'accumulation glaciaire

Massif	Altitude du point culminant	Altitude de la LEG ⁽¹⁾	Amplitude au-dessus LEG	Sup. totale ⁽²⁾	Sup. totale ⁽³⁾	Superficie au-dessus LEG ⁽⁴⁾	Superficie au-dessus LEG
		m	m	n° de pixel	km ²	% sup totale	km ²
Arize	Rocher de Batail (1716 m)	1350 à 1400	320 à 370	63004	510,33	6 à 8	31 à 41
Trois seigneurs	Pic des Trois Seigneurs (2299 m)	1450 nord à 1600 sud	700 à 850	45303	366,95	16 à 30	59 à 110
Mont Ceint	Pic de Girantes (2088 m)	1450 nord à 1600 sud	500 à 650				
Bassiès	Pic de Certescan (2840 m)	1600 à 1700	1100 à 1200	31629	256,19	58 à 64	149 à 164
Mt Calm	Pic d'Estats (3143 m)	1600 à 1700	1450 à 1550	103603	839,18	60 à 64	503 à 537
Aston	Pic de la Cabanette (2818 m)	1600 à 1700	1100 à 1200				
Tabe	Pic de Soulérac (2368 m)	1400 nord à 1550 sud	800 à 950	51480	416,98	18 à 30	75 à 125
Pailhères	Crête de Pailhères (2059 m)	1650 à 1700	350 à 400	29502	238,96	14 à 18	33 à 43
Madrès	Pic Madrès (2469 m)	1850 nord à 2050 sud	400 à 600	62779	508,5	6 à 16	30 à 81
Carlit N-Donnezan	Pic Carlit (2921 m)	1700 à 1800	1100 à 1200	43484	352,22	62 à 70	218 à 246
Carlit Sud	Pic Carlit (2921 m)	2000 à 2100	800 à 900	71797	581,55	32 à 40	186 à 232
Campcardos	Pic de Font Negra (2877 m)	2100 à 2200	700 à 800	36829	298,31	28 à 34	83 à 101
Canigou	Pic Canigou (2784 m)	2100 à 2200	600 à 700	261145	2115,27	10 à 16	211 à 338
Carança	Pic du Géant (2881 m)	2100 à 2200	700 à 800				
Puigmal	Puigmal d'Err (2910 m)	2100 à 2200	700 à 800				

⁽¹⁾ Méthode de reconstitution de la paléo-LEG détaillée sur le tableau 2.1

⁽²⁾ Mesure réalisée sous MICRODEM (*version 10. P. Guth, oceanography department, U.S. Naval Academy*) à partir des données du MNT SRTM 3 arc-seconde (90 mètres).

⁽³⁾ Mesure en km² obtenue en multipliant le nombre de pixel par 8100 m².

⁽⁴⁾ Valeur établie à partir d'une fonction de MICRODEM donnant la courbe cumulée du % de superficie par tranche d'altitude (cf. Fig. 2.6).

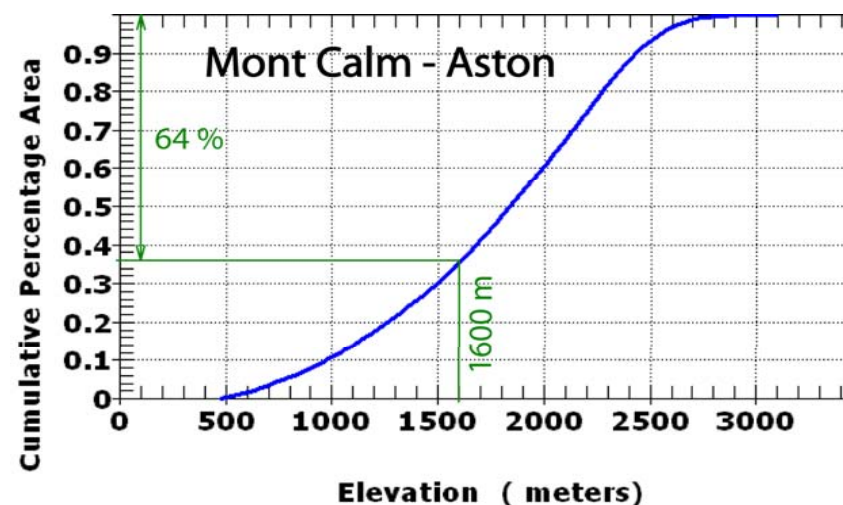


Fig. 2.6 : Estimation des superficies situées au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire. Cas du massif de l'Aston.

2.3- La configuration topographique des bassins glaciaires

Outre les conditions climatiques, la configuration topographique des bassins glaciaires est essentielle, surtout dans le cas de glaciers montagnards, car elle conditionne l'entendue de la zone d'accumulation glaciaire mais aussi la direction et la vitesse des principaux flux de glace. On propose ici une géographie des grands volumes de relief destinée à mettre en évidence les principales zones d'accumulation glaciaire de notre domaine d'étude.

Bien sur les massifs les plus élevés sont les mieux dotés mais, compte tenu de la variabilité spatiale de la LEG, **l'amplitude du relief** et la **superficie située au-dessus de la LEG** sont plus parlantes que les altitudes absolues (Tabl. 2.2). Sur la base de ces deux indicateurs, on observe que le potentiel d'accumulation glaciaire est maximal sur les massifs les plus élevés du versant nord : Bassiès, Mont Calm, Aston, mais aussi Carlit nord qui nourrissait le bassin de l'Oriège. Ce sont là les principaux foyers d'accumulation glaciaire de notre domaine d'étude. La LEG se tient entre 1600 et 1700 m alors que les principaux sommets oscillent entre 2800 et 3000 m d'altitude ; la zone d'accumulation glaciaire potentielle se développe donc sur 1000 à 1500 m de dénivelé, soit une superficie totale de 1580 à 2020 km². L'allure convergente du réseau hydrographique explique l'ampleur et le caractère composite des glaciers de vallée issus de ces hauts massifs. En effet, les bassins de l'Oriège, l'Ariège, l'Aston et du Vicdessos confluaient en une langue unique qui s'est avancée jusque dans le bassin de Foix et qui a probablement dépassé la cluse au cours d'épisode quaternaire moyen et ancien. Dans les autres massifs, les deux indicateurs retenus donnent des valeurs nettement plus faibles et assez curieusement proches (Tabl. 2.2). Deux raisons à cela. (i) Dans les massifs de l'avant-pays ariégeois, la faiblesse des altitudes est compensée par une LEG particulièrement basse tandis que, sur les massifs orientaux et méridionaux, la hauteur du relief compense la forte élévation de la LEG signalée *supra*. (ii) Dans ces massifs, à la différence de ceux situés sur la haute chaîne du domaine ariégeois, la présence de topographies molles ou faiblement déclives au-dessus de la LEG contribue à accroître l'entendue des zones d'accumulation glaciaires potentielles (Fig. 2.7 à 2.12). En outre, lorsque ces topographies (lambeaux de pédiments néogènes plus ou moins inclinés, lignes de crête en boulevards) sont balayées par les vents dominants, elles favorisent les effets de suralimentation à la faveur des expositions sud à sud est. Au total, ces massifs ont en commun d'être le siège de zones d'englacement marginales mais ils se différencient par le fait que les glaces issues de l'avant-pays ariégeois sont, en plusieurs points, entrées en coalescence avec le glacier principal issu de la haute chaîne, souvent d'ailleurs à la faveur de diffluences du système Oriège, Ariège, Aston, Vicdessos. En revanche, dans les massifs méridionaux et orientaux, l'allure divergente du réseau a contribué à éparpiller les flux de glace plutôt qu'à les rassembler comme sur le versant ariégeois. Cela explique que les systèmes glaciaires méridionaux et orientaux soient restés cantonnés à des glaciers de cirque ou glaciers de vallée de taille réduite et isolés les uns des autres. Cependant, sur la marge sud-est du massif du Carlit, la présence de hauts plateaux en position supra-LEG a permis la formation, au moins temporaire, d'une calotte de glace qui nourrissait plusieurs langues diffuantes d'une quinzaine de kilomètres de long (Delmas, 2005).

3- La variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire

Le contraste de façade qui caractérise les paléoenglacements dans l'est des Pyrénées a son pendant dans le modelé d'érosion glaciaire. Nous tachons ici de mettre en évidence la variabilité spatiale de l'empreinte morphologique réalisée par les paléoenglacements

quaternaires à travers une géographie des paléotopographies néogène et des vestiges d'altérations.

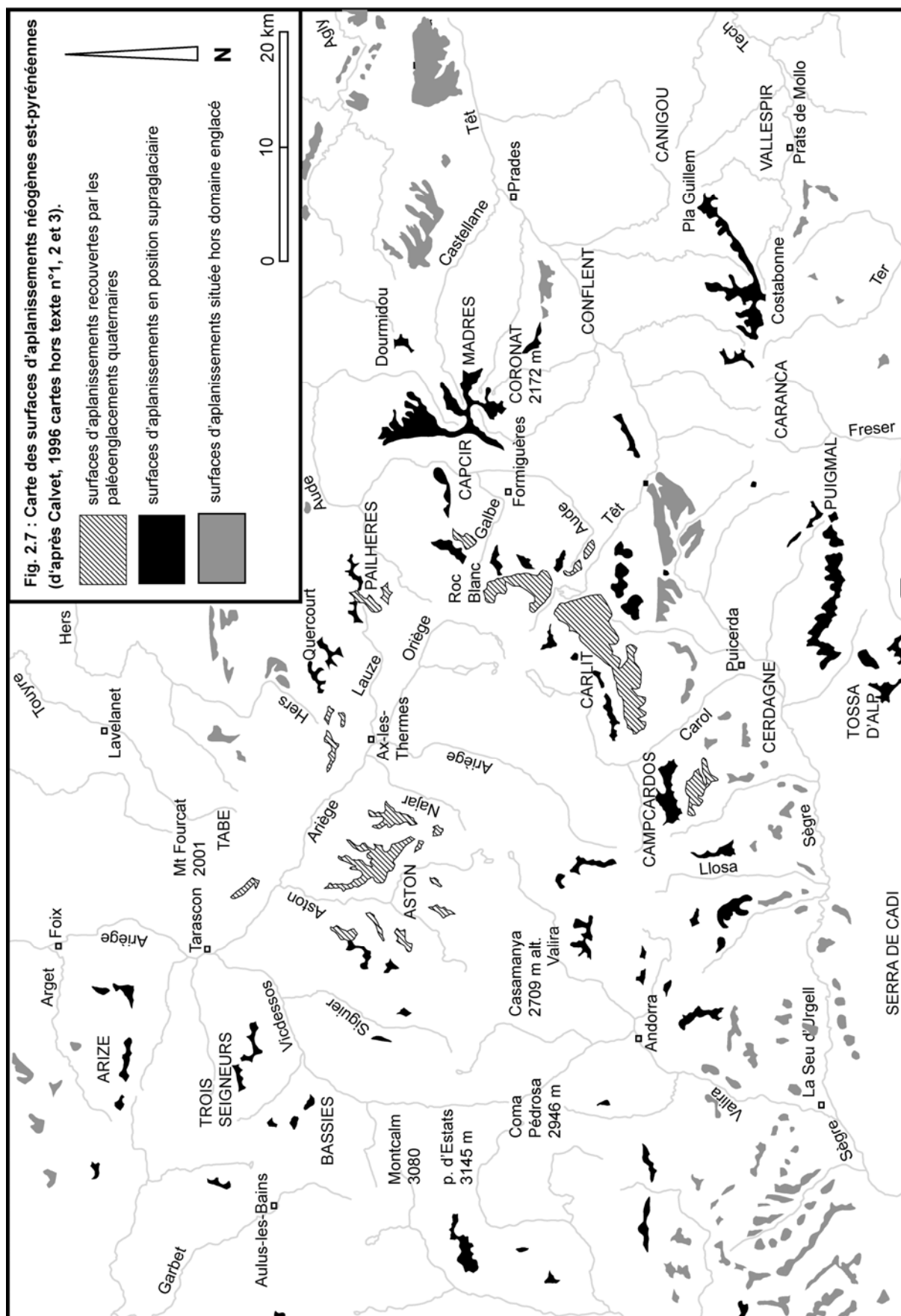


Fig. 2.8 : Variabilité de l’empreinte glaciaire sur les versants des massifs de Tabe et de l’Aston



A - Le massif de Tabe vu depuis la soulane de Larcats. Noter le contraste entre les versants au nord-ouest en pente douce et les versants au sud-est correspondant à des parois de cirque relativement raides.

B – Le versant nord-est du St Barthélemy vu depuis la piste de Trimouns.

C – Les crêtes de l’Aston vues depuis le plateau de Beille. Noter le contraste topographique entre la ligne de crête et le Planet du Bouchet qui représente la terminaison amont des plas de l’Aston.



Fig. 2.9 : Hautes surfaces du Carlit et du Campcardos méridional



A – Plas du Carlit et du Campcardos sud vus depuis le pic Pédro de Campcardos.



B et C – Polygones périglaciaires attribués au Pléniglaciaire würmien (Soutadé, 1980) et attestant l'absence de recouvrement par la glace.

Fig. 2.10 : Hautes surfaces en position supraglaciale et morsure des cirques



A – Le *Pla* des Gourgs depuis le pic Madrès, vue vers le nord.

B – Le *Pla* Guillem depuis le pic des Sept Hommes (massif du Canigou), vue vers l'ouest. Noter la morsure des cirques en position de suralimentation neigeuse au sud-est du *Pla* des Gourgs et au sud du *Pla* Guillem (flèche blanche).



C – Le *Pla* du Carlit depuis le pic Carlit, vue vers l'est.

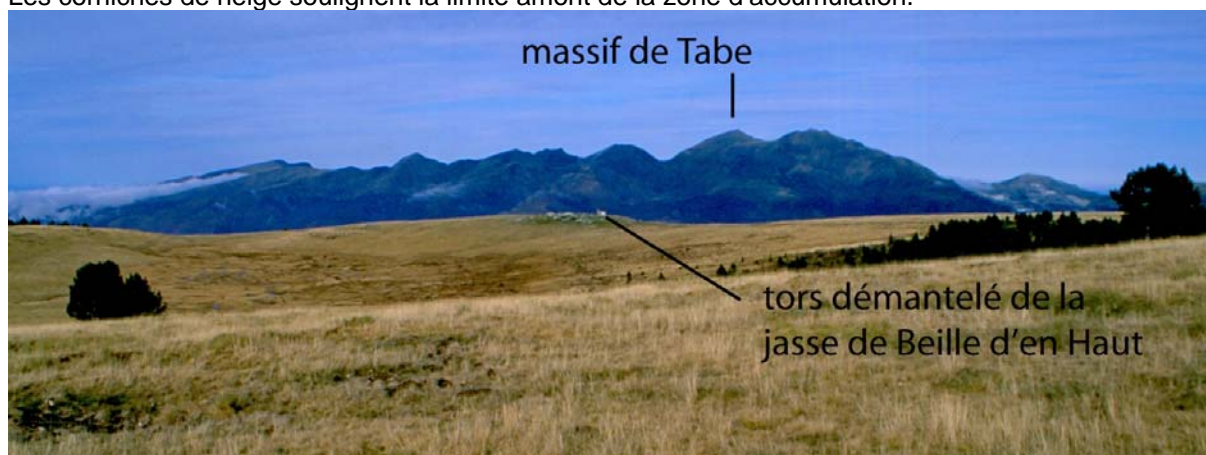


D – Le *Pla* du Carlit, vue vers l'ouest.

Fig. 2.11 : Des formes d'érosion glaciaire discrètes sur les *plas* de l'Aston



A – Le *Pla* du Four vue de la crête de la Lesse. Noter l'esquisse d'auge glaciaire. Les corniches de neige soulignent la limite amont de la zone d'accumulation.



B – Esquisse de cirque situé au niveau de la jasse de Beille d'en Haut. Vue vers le nord.



C – Depuis la jasse de Beille d'en Haut, vue vers le sud-est. Noter, au premier plan, le tors démantelé situé au niveau de la jasse de Beille d'en Haut (cf. photo B).

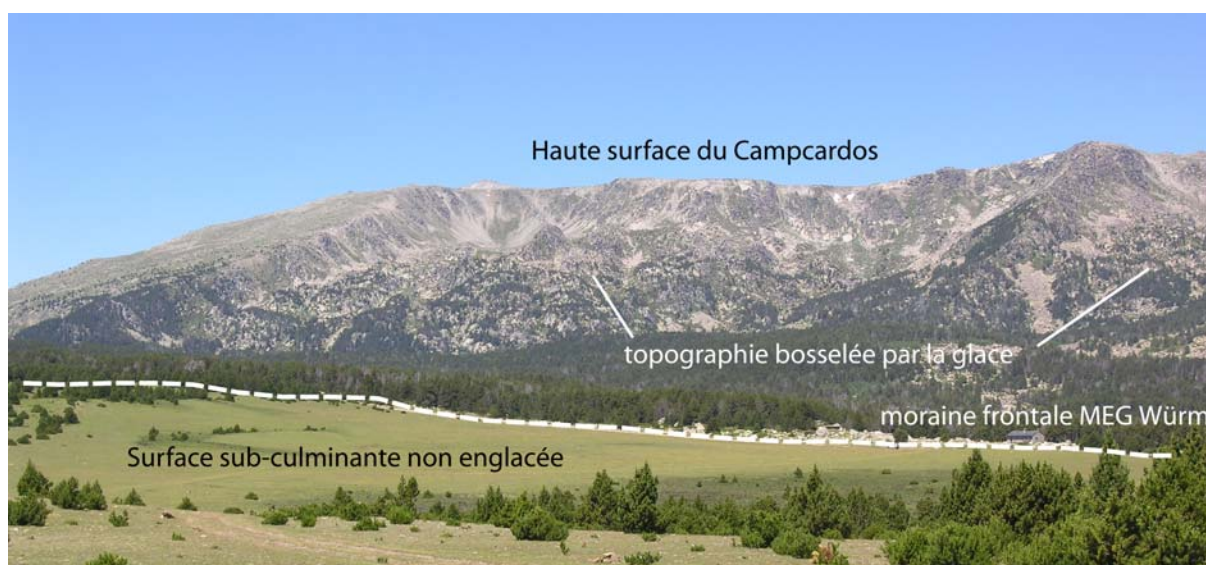
Fig. 2.12 : Modelés de type *areal scouring* et *plas* en position sub-culminante



A – Le plateau des étangs vu vers le sud.
Les topographies raclées par le glacier MEG Würm sont drapées de till contemporains de la déglaciation (cf. chapitre 5, section 2.2.2)



B et C – Le haut bassin du Carol, dépression du Lanoux (Carlit nord)



D – Les cirques sud du Campcardos (bassin du Malniu). Vue vers le nord. Les aplanissements sub-culminants non englacés se prolongent en amont par des planchers de cirque modelés en *areal scouring* : la retouche glaciaire quaternaire est faible.

3.1- La signification morphologique des *plas*

Une des caractéristiques du relief pyrénéen réside dans la présence de topographies faiblement déclives localisées notamment sur la haute chaîne axiale. Ces lanières de hauts plateaux sont particulièrement représentées sur le segment oriental où deux générations de *plas* ont été identifiées et cartographiées (Fig. 2.7). Ces formes singulières sont interprétées comme dérivant de surfaces d'aplanissement datées régionalement de l'Oligo-Aquitainien et du Miocène moyen sur la base de plusieurs séries d'arguments (Calvet, 1996; Calvet, 1999; Calvet et al. 2008 ; Calvet & Gunnell, 2008). (i) Ces formes planes recoupent les structures pyrénéennes ; elles sont donc post-pyrénéennes. (ii) La pétrographie des sédiments corrélatifs piégés dans les bassins ou les piémonts montre la dénudation progressive, depuis le Paléogène, de la zone axiale et une réalisation post-Oligocène des surfaces. (iii) Les modélisations trace de fission et âge (U-Th)/He dans les apatites ont montré que ces *plas* sont postérieurs à 20-25 Ma (Calvet et al., 2008; Gunnell et al., 2009). D'autre part, il a pu être démontré que ces aplanissements ont été façonnés en fonction du niveau de base général et non pas dans des conditions d'altiplanation comme cela a pu être envisagé (Babault et al. 2005 ; Gunnell & Calvet, 2006). La présence de ces vieilles formes sur la haute chaîne axiale suppose donc une remise en volume de la chaîne par une tectonique verticale post-Miocène dont les aplanissements et les sédiments corrélatifs fini-Miocène et Pliocène des bassins fournissent la chronologie et la mesure. La proximité géographique des trois générations de fronts glaciaire conservés sur le bassin du Carol (Quaternaire moyen, Riss et du Würm) montre que l'essentiel du volume montagneux actuel est acquis dès la fin du Quaternaire ancien. Par conséquent, le modelé d'érosion glaciaire qui caractérise le relief de la haute montagne dans l'est des Pyrénées glaciaire est bien le produit de toute la durée du Quaternaire froid, du moins de la partie du Quaternaire caractérisée par des cycles climatiques de 100 ka.

La présence de ces vieilles formes sur la haute chaîne et en particulier dans le domaine englacé montre bien que l'érosion quaternaire n'a pas suffi à totalement les détruire. A ce titre, elles constituent un bon indicateur de la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire même si, bien évidemment, leur destruction est aussi le produit de l'érosion fluviale qui a fonctionné avant la mise en place des grands cycles climatiques quaternaires et, ensuite, au cours de chaque interglaciaire.

3.2- Une géographie des paléotopographies néogènes

Le degré de préservation de ces paléotopographies est extrêmement variable d'un massif à l'autre. Elles sont bien représentées dans les massifs orientaux et méridionaux ; elles sont plus rares sur le domaine ariégeois où la dissection et la morsure des cirques les a largement démantelées, à l'exception notable de la partie septentrionale du massif de l'Aston qui est caractérisée par l'existence de larges panneaux aplanis basculés vers le nord. Sur les massifs de l'avant-pays ariégeois (Arize, Trois Seigneurs, Tabe), les formes sont encore relativement molles et peuvent passer insensiblement d'une muraille de fond de cirque subverticale aux pentes plus douces de versants périglaciaires. Par contre, sur la haute chaîne axiale (Bassiès, Mont Calm, Aston des crêtes), les croupes aux formes lourdes disparaissent pour céder la place à un relief beaucoup plus aiguë au sein duquel les pentes fortes dominent et les interfluvies correspondent systématiquement à des crêtes en chenille ou au mieux des crêtes en boulevard (Fig. 2.8).

Là où ils sont préservés, les *plas* sont tantôt en position de nunatak et n'ont probablement jamais été recouvert par la glace comme l'attestent les traces de sols striés et de

polygones de pierres que plusieurs auteurs ont signalés (Soutadé, 1980; Calvet, 1996 ; Fig. 2.9). La figure 2.7 montre que ces *plas* en position supraglaciale correspondent sur le Madrès, le Canigou et le Puigmal à des unités relativement étendues alors qu'ils sont cantonnés à des lanières étroites de plateaux (les Tossa) sur les crêtes du Carlit, du Campcardos et de la Tossa Plana. Ces hautes surfaces en position culminantes ont joué le rôle de réceptacles à neige balayés par les vents dominants et ont ainsi très largement accentué les effets de suralimentation à la faveur des cirques exposés au sud et au sud-est. Cela explique la netteté de la rupture de pente entre les murailles de cirque qui limitent ces hauts plateaux et les *plas* eux-mêmes dont la régularité du profil tient à la présence assez systématique d'un manteau plus ou moins épais d'altérites à boules (Fig. 2.10). Certains de ces *plas* en position culminante portent des formes discrètes d'érosion glaciaire liées à la présence de plaques de glaces installées dans les creux ou sous le vent de croupes balayées par les vents dominants (Fig. 2.11 et 2.9-A). Ailleurs, les *plas* sont en position sub-culminante et à l'aval de flux de glace qui les ont plus ou moins recouverts. Dans cette catégorie, l'empreinte glaciaire est plus ou moins évidente et la gamme des paysages extrêmement variée avec des zones très proches du type *areal scouring* (Fig. 2.12) défini dans les hautes latitudes et des zones qui au contraire paraissent beaucoup moins bouleversées par le passage des glaciers. Les plateaux les plus proches du type *areal scouring* se trouvent dans le massif du Carlit où de nombreux lacs de surcreusement et une multitude de bosses rocheuses accidentent dans le détail la topographie sub-horizontale du pédiment néogène (plateau des étangs et Llose). On retrouve sur les *plas* méridionaux du Campcardos et de la Tossa Plana des modelés comparables même si le bossellement est moins net et les lacs de surcreusement glaciaire plus rares. Par contre, sur l'Aston des plateaux, les zones type *areal scouring* sont cantonnées aux cuvettes ou vallons situés en contrebas des lanières de hautes surfaces tandis que ces dernières ont un profil parfaitement lisses (Fig. 2.11), dépourvu de tors et feutré d'un manteau d'arènes que les flux de glace locaux et issus de l'amont n'ont pas décapé. De même, les plateaux situés autour du col de Pailhères ont été recouverts par les langues issues du Tarbesou sans toutefois en porter l'empreinte évidente. La figure 2.7 montre les autres zones de *plas* dans cette situation ; cela concerne notamment les plateaux situés au nord du Madrès recouvert par la langue issue du Madrès, dans le Carlit, le Pla de Maurà recouvert par la langue qui occupait le vallon de Brangoli (Fig. 5.52), le Pla de la Calm partiellement recouvert par une diffluence de la langue d'Angoustrine.

3.3- La question des altérites

Lorsqu'elles recoupent des roches granitoïdes, ce qui est fréquent sur la haute chaîne axiale, ces paléotopographies néogènes portent des altérites comparables à celles qui ont été décrites aux périphéries de notre domaine d'étude (Lagasquie, 1984). L'auteur distingue sur la base de critères granulométrique et minéralogique deux types d'altération : des altérites évoluées formées sous des climats différents de l'actuel, probablement entre la fin du Tertiaire et le Quaternaire moyen, des altérites ménagées contemporaines des grandes phases de dissection et formées sous des climats frais voire froids du Quaternaire moyen à nos jours. Concernant la haute montagne englacée, l'auteur s'est arrêté à l'analyse de massifs effectivement décapés de leurs altérites (Riberot, Bassiès, Ht Quérigut), ce qui explique sa position. Pour lui, les phases d'englacement quaternaire ont totalement décapé les altérites des hauts massifs ; celles-ci ne persistent qu'en position juxta ou proglaciaires (massif d'Ercé, Barguillères, Bas Quérigut). Or, la présence d'altérites plus ou moins bien préservés sur la haute chaîne axiale ne fait aucun doute ; plusieurs auteurs les ont signalées (Soutadé, 1980 ; Calvet, 1996). Dans ce travail, nous sommes amenés à distinguer (i) les sites localisés hors domaine englacé ou sur les *Plas* en position supraglaciale, qui n'ont d'intérêt pour notre

propos que dans la mesure où ils fournissent des éléments de comparaison, et (ii) les sites localisés au cœur du domaine englacé qui posent directement la question de l'efficacité de l'érosion glaciaire (section 2.2.3 du chapitre 5, Fig. 5.56, 5.57, 5.58). Dans ce dernier cas, nous précisons au chapitre 5 la position géomorphologique de ces sites (topographie de plateau, versant d'auge, col de transfluence...) et leur localisation par rapport aux stades d'englacement quaternaires afin d'évaluer la durée et l'épaisseur de leur recouvrement par la glace.

Conclusion

La présence de paléotopographies et d'altérites jusqu'au cœur du domaine englacé et, plus généralement, l'importance des formes non glaciaires dans le paysage de la haute montagne (versants périglaciaires dominant la morsure des cirques, lignes de crêtes en boulevard...) montrent bien que les glaciers quaternaires n'ont pas, dans l'est des Pyrénées tout au moins, intégralement transformé les formes du relief. A ce titre, cette montagne peut être comparée au cas des socles des hautes latitudes où subsistent, en dépit d'un englacement généralisé tout au long du Quaternaire, de nombreux vestiges paléogéographiques, tors et altérites pré-quaternaires. Or, le modèle explicatif proposé par D.E. Sugden (1977, 1978) paraît *a priori* difficilement applicable à une montagne de latitude moyenne dans la mesure où, même sous des glaciers de plateau peu épais, il est difficile d'envisager des glaciers à base froide adhérant au substrat. Parmi les pistes explicatives susceptibles de rendre compte de la variabilité spatiale de l'érosion, nous faisons l'hypothèse que le facteur temps a pu jouer un rôle central et explique très largement la variabilité de l'empreinte glaciaire que nous venons de constater. En effet, on peut très bien envisager que les contrastes observés entre la façade nord et la façade sud en termes d'emprise spatiale des paléoenglacements sont associés à des chronologies sensiblement différentes. Cela pourrait avoir des répercussions importantes sur la durée réelle des phases d'englacement qui ont recouvert les différents massifs ; on peut imaginer des décalages de calendrier entre la façade nord et la façade sud de la chaîne mais aussi, sur le bassin ariégeois, des décalages entre les massifs internes et ceux situés en position de premier front montagneux. Cela pourrait aussi avoir des répercussions sur le rythme de l'activité érosive mais aussi sur la nature des systèmes d'érosion (glaciaire *stricto sensu*, para et/ou périglaciaire) qui se sont succédés au cours du Quaternaire froid. Afin de vérifier cette hypothèse, une partie importante de notre travail a consisté à reconstituer le calendrier des phases d'englacement quaternaire dans ce tronçon oriental de la chaîne. Cette contribution fait l'objet de la deuxième partie de l'ouvrage.

2° PARTIE

Le cadre spatio-temporel des paléoenglacements Est-pyrénéens

Chapitre 3 :

La chronologie des paléoenglacements pyrénéens :
État de la question

Chapitre 4 :

Méthodes de reconstitution des stades d'englacement :
Des chronologies relatives aux chronologies absolues

Chapitre 5 :

L'emprise spatiale des paléoenglacements quaternaires

Chapitre 6 :

Le calendrier des stades d'englacements quaternaires

Chapitre 3

La chronologie des paléoenglacements pyrénéens. État de la question

Introduction

Les premières investigations concernant le fait glaciaire dans les Pyrénées remontent au 19^e siècle, et sont d'ailleurs l'œuvre d'A. Penck lui-même (1883, Fig. 2.3). Par la suite, les études pyrénéennes se sont définies assez systématiquement par rapport au modèle alpin, les unes étant polyglacialistes, les autres monoglacialistes. Bien que cette querelle appartienne aujourd'hui au passé, il nous a semblé important d'en rappeler brièvement les grandes lignes (section 1) dans la mesure où la théorie monoglacialiste a produit un vocabulaire qui, lui, a perduré jusqu'à nos jours et continue d'être source d'ambiguïtés. Ce chapitre dresse ensuite un état des lieux, à l'échelle de l'ensemble des Pyrénées, des acquis et controverses de ces dernières décennies concernant, d'une part, la chronologie des cycles glaciaires quaternaires (section 2) et, d'autre part, la chronologie du cycle glaciaire würmien (section 3). Cette mise au point bibliographique permet de poser plus clairement les termes de notre propre contribution et les problématiques dans lesquelles s'inscrit notre réflexion.

1- L'exception monoglacialiste

Le modèle monoglacialiste repose sur le constat qu'il ne subsiste, dans un grand nombre de vallées pyrénéennes, que les dépôts contemporains d'une seule et unique glaciation. Ce constat a été dressé très tôt par D. Faucher (1937), L. Goron (1941), P. Birot (1937) mais ces auteurs s'en sont tenus à un monoglacialisme de faits. Cette position s'avère d'ailleurs aujourd'hui, avec le recul dont on dispose, bien plus juste que celle tenue par les premiers polyglacialistes pyrénéens qui avaient tendance à plaquer, faute d'arguments, les quatre périodes glaciaires définies dans les Alpes par A. Penck et E. Bruckner (1909) sur les différents stades de déglaciation. C'est dans le courant des années 1950 et 1960 que G. Viers (1960 ; 1962) théorise ces observations de terrains et élabore un modèle d'interprétation du Quaternaire monoglacialiste, par opposition au polyglacialisme alpin. Pour les monoglacialistes, l'englacement des vallées pyrénéennes n'intervient qu'à la fin du Quaternaire après un épisode majeur d'aération du relief situé au Villafranchien et une période caractérisée par l'édification de « glacis alluviaux » étagés (Viers, 1962). Les hautes et moyennes terrasses du piémont sont assimilées à cette longue période de glaciplanation plutôt qu'à des nappes fluvioglaciaires dont on refuse de voir le raccord avec les cordons morainiques altérés. L'existence même de moraines anciennes est remise en cause et la présence d'éléments altérés dans certains cordons morainiques expliquée par un banal remaniement de matériaux altérés avant leur prise en charge par le glacier en progression (Viers, 1963). Ainsi, l'ensemble des formations glaciaires pyrénéennes sont attribuées à une seule et unique phase d'englacement au sein de laquelle on distingue des « moraines externes », contemporaines de la « phase d'expansion maximale », et des « moraines interne » contemporaines de deux phases de stationnement postérieures à la « phase d'expansion » : la

« phase des glaciers de vallée » (ou « phase de disjonction ») et la « phase des glaciers de cirque » attribuée tantôt au Tardiglaciaire (Viers, 1961 ; 1963 ; 1968) tantôt à un « Néoglaciaire », « si proche des crêtes que la progression dont il résulte a nécessairement été précédée d'une déglaciation presque complète » (Taillefer, 1969, p.27 ; Taillefer, 1967). Si G. Viers demeure longtemps attaché au modèle monoglacialiste, on assiste progressivement dans le courant des années 1960 à un aménagement de ce modèle. Afin de concilier les stades pyrénéens avec la chronologie alpine, les moraines en position internes sont attribuées au Würm et les moraines en position externe au Riss (Barrère, 1963 ; Taillefer, 1969 ; 1985). Mais la conciliation reste purement formelle et ne repose encore sur aucun critère objectif.

2- La réhabilitation du polyglacialisme

Il faut attendre les années 1980 pour que le modèle monoglacialiste soit réellement remis en question et que l'on élabore une chronologie des phases d'englacement quaternaires en accord avec les progrès de la paléoclimatologie et de la stratigraphie globale. La pluralité des glaciations a été mise en évidence pour la première fois dans les Pyrénées grâce à la datation par U/Th des remplissages karstiques de Niaux-Lombrives (Soriaux, 1981 ; 1982 ; Bakalowicz *et al.*, 1984). Si les datations absolues concernant la chronologie quaternaire sont encore aujourd'hui relativement rares (Soriaux, 1981 ; 1982 ; Bakalowicz *et al.*, 1984 ; Quinif & Maire, 1998 ; Sancho *et al.*, 2003 ; Peña *et al.*, 2004 ; Sancho *et al.*, 2004 ; Turu i Michels & Peña Monné, 2006 ; Lewis *et al.*, 2009), l'analyse de l'état d'altération des dépôts morainiques et fluvioglaciaires a permis de fixer une chronologie relative dans un grand nombre de vallée pyrénéennes, dans le prolongement de celles de H. Alimen (1964) mais appuyée sur des données analytiques plus précises (Icole, 1973).

2.1- La chronologie relative des cycles glaciaires quaternaires

Dans les quatre principales vallées nord pyrénéennes (Ossau, Gave de Pau, Garonne et Ariège), l'analyse granulométrique, minéralogique et chimique des matrices a conduit J. Hubschman (1984) à individualiser un « glaciaire ancien », « toujours acide, dépourvu de calcaire, plus coloré, de texture plus fine (...) et marqué par l'abondance des vermiculites et l'ouverture des édifices micacés » (Hubschman, 1984). Ces dépôts fortement altérés ne subsistent que sous forme de blocs épars dans le Gave d'Ossau (au-dessus de Ste Colome à l'Est de la ville d'Arudy) et de placages isolés dans le bassin de Lourde (Gave de Pau) et sur la Garonne où ils sont perchés 100 à 200 m au-dessus de moraines à l'évidence plus récentes au regard de l'excellente préservation des formes et du faible degré d'altération des faciès. En Ariège, l'auteur appuie son analyse du « glaciaire ancien » sur deux coupes dans des matériaux fluvioglaciaire (terrasse de Vernajoul, terrasse de Cadirac) ; il ne fait référence à aucun dépôt morainique susceptible d'être assimilé à cette génération mais reprend pour caractériser le « glaciaire ancien » ariégeois les limites du glacier de l'Ariège au « maximum apparent » tel que F. Taillefer (1985) le définit dans son article intitulé « Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège » (Fig. 3.1 et 3.2).

Plusieurs arguments permettent d'attribuer ce « glaciaire ancien » à la période froide immédiatement antérieure à l'Eémien : (i) Le fort gradient d'altération qui sépare les moraines anciennes des moraines récentes suggère que ces deux générations de dépôts morainiques sont contemporaines de deux cycles glaciaires différents. (ii) Le raccord topographique plus ou moins continu que signale J. Hubschman entre les moraines anciennes et les « basses terrasses » des systèmes alluviaux ariégeois et garonnais plaide en faveur d'un âge plutôt Riss.

Le « glacier récent » est quant à lui parfaitement raccordé aux niveaux dits de « basse plaine » ce qui permet, en plus de la fraîcheur des faciès (prééminence des micas-illites et faible développement des vermiculites) et de l'excellente préservation des modèles, d'attribuer ces moraines récentes au Würm. Au total les travaux de J. Hubschman montrent bien que l'opposition entre « moraines internes » et « moraines externes » issue de la terminologie monoglacialiste n'a aucune signification chronologique car (i) les « moraines externes » associent « glaciers anciens » et « glacier récent » tandis que (ii) les moraines würmiennes en position externe et les « moraines internes » présentent une remarquable unité de caractères qui oblige à les attribuer au même cycle glaciaire, le Würm. Cependant, l'auteur signale, sur l'Ossau et le Gave de Pau uniquement, des différences concernant certains paramètres d'altération qui pourraient traduire un sensible décalage chronologique entre les moraines würmiennes en position externes et celles en position interne (Hubschman, 1984).

Fig. 3.1- La basse vallée montagnarde de l'Ariège vue par Hubschman (1984)

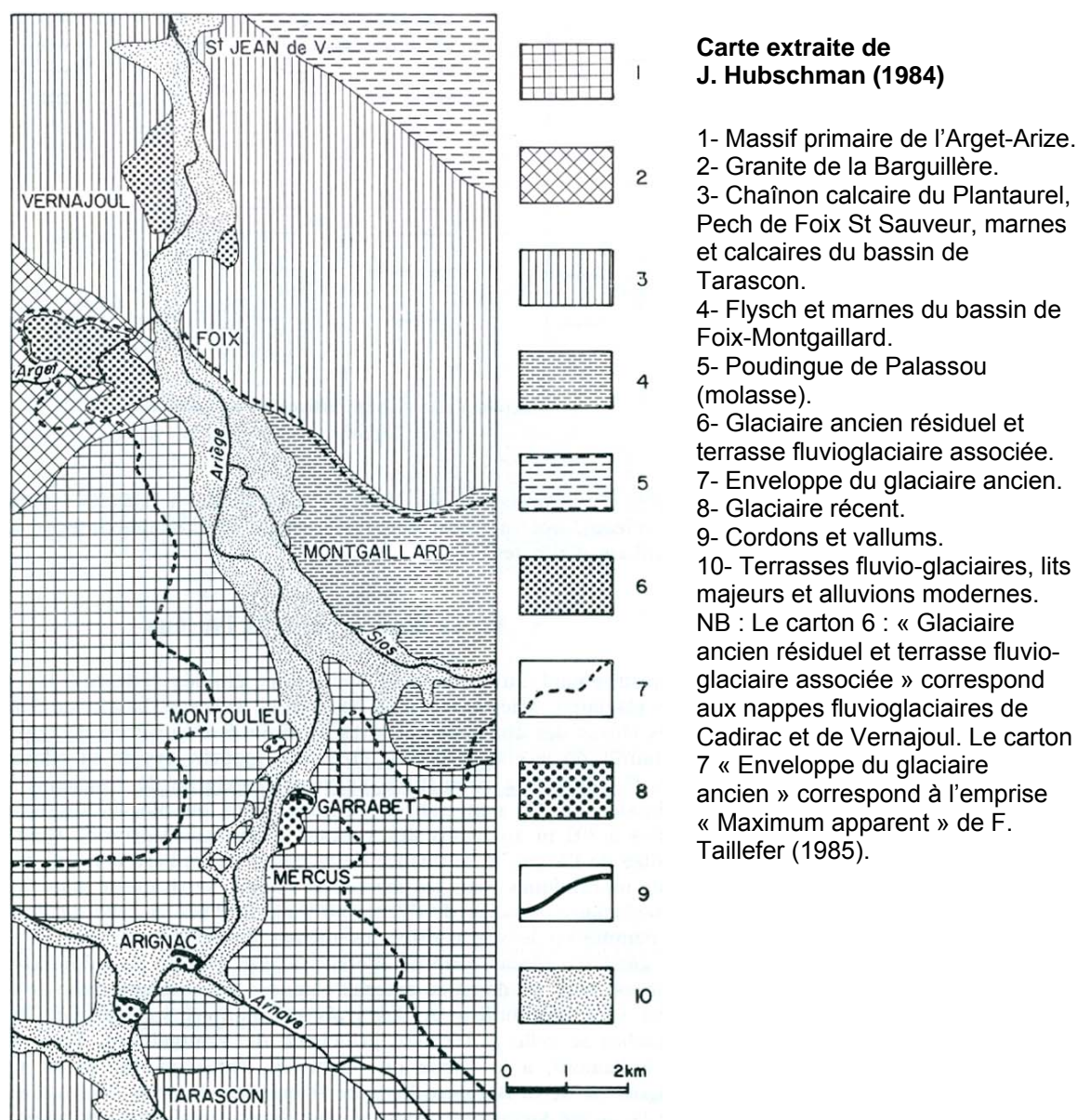
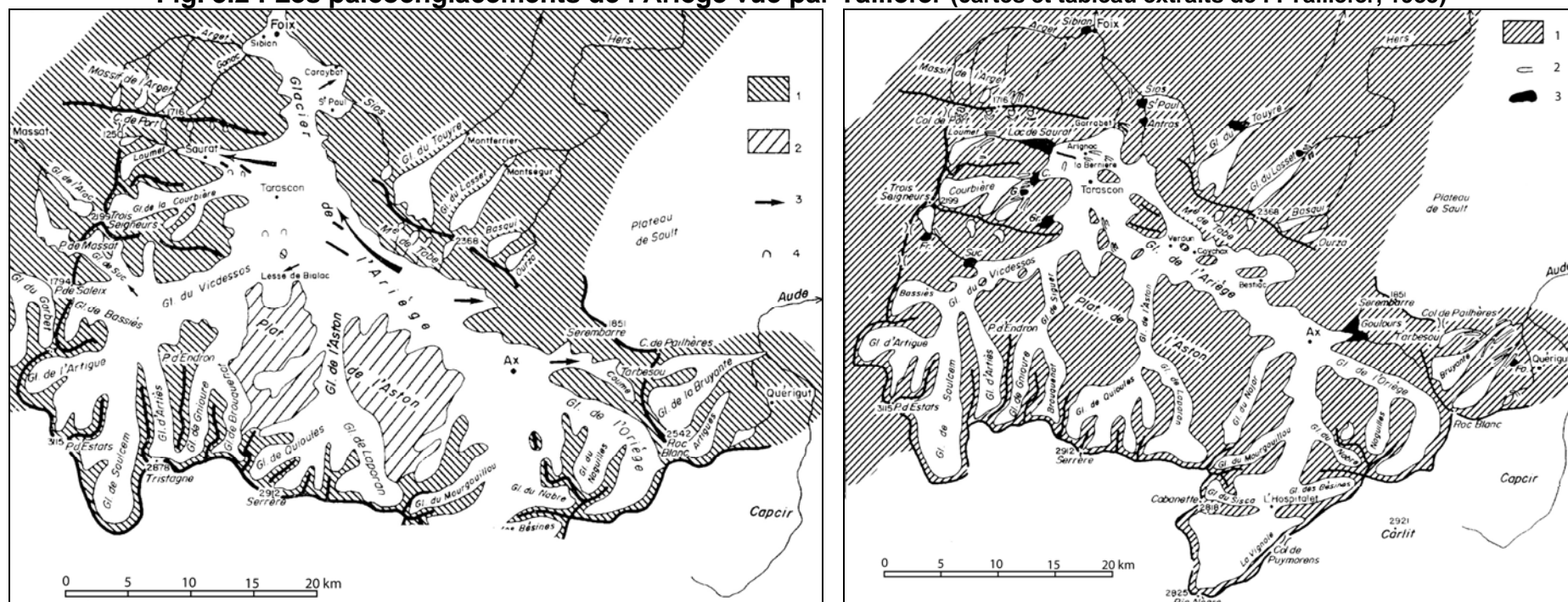


Fig. 3.2 : Les paléoenglacements de l'Ariège vue par Taillefer (cartes et tableau extraits de F. Taillefer, 1985)



B P 10 ³ ans	Chronostratigraphie	Biscaye (Lourdes) Jalut - Mardones	Loess toulousain Hubschman - Bourgeat - Revel	Karst Niaux Sorriaux	Glacière Ariège
	Postglaciaire		Colluvions		Eboulis récents Cones de déjection
10	Tardiglaciaire	Dryas récent Bölling - Optim. clim.	Dép. sableux récents Loess récent		Néoglacière ? Grèzes litées
13	Finiglaciaire	Dryas ancien inf. Juniperus Froid Armoises Sec	Dép. sableux moyens Loess ancien	Dégl. Niaux	Lac Freychinède Obtur. Sentenac
23	Transition	Interstade Lourdes	Dép. sableux anciens		
28	Glaciation Würm	Stade Lourdes - Lézinan Interst. Biscaye (lac) Stade Poueyferré ter. Mate Stade Loubajac - Barlest - ter. Ossun	Erosion de la moïasse	Formations alluviales de Niaux	Stade La Bernière ter. Florac Stade Arignac - Surba ter. Foix Stade Garrabet ter. Montgaillard
90	Inter Riss-Würm			Planchers sup.	
130	Glaciation Riss	Moraines Peyrasses Mourle - ter. Pont Long		Conglomérats Comtes de Foix Complexe calcite Formations rouges Lombrives	Phase de Foix ter. Cadirac Maximum
290 350	?	Hautes terrasses rubéfiées Form. de Lannemezan			

A - Le glacier de l'Ariège au Maximum apparent : Phase de Foix

1- Relief supraglacière. 2- Plateau glaciaire de l'Aston. 3- Difffluence ou transfluences. 4- Grotte.

B - Le glacier de l'Ariège au stade Garrabet

1- Surfaces non englacées. 2- Principaux axes ou cordons morainiques. 3- Lacs d'obturation glaciaire.

C - Datation des stades morainiques ariégeois

La table montre clairement que F. Taillefer (1985) attribue au Riss les moraines en position externe (« phase de Foix ») et au Würm celles en position interne (« stade de Garrabet »), probablement par analogie au modèle alpin, car ces corrélations ne reposent sur aucune analyse de l'état d'altération des faciès.

Fig. 3.3 : Les complexes morainiques et fluvioglacière du Carol et d'Angoustrine
(Carte extraite de Calvet, 1996)



Sur l'Ossau, une troisième génération de dépôts glaciaires, nettement plus altérés et plus rubéfiée que ceux signalés par J. Hubschman (1984), a pu être mise en évidence environ 3 km en aval du complexe würmien d'Arudy (Hétu & Gangloff, 1989). Le diamicton de Belair-Lourau occupe la position géomorphologique de la Formation de Lannemezan mais la présence de blocs et galets striés conduit les auteurs à envisager une origine glaciaire. L'intensité de l'altération, en particulier la prédominance des kaolinites sur les micas dans les blocs erratiques décomposés, permet d'attribuer le till de Belair-Lourau au Quaternaire ancien. La position perchée de ce till, 80 m au-dessus du complexe morainique d'Arudy, oblige à concevoir une emprise glaciaire au Quaternaire ancien plus étendue que les glaciation Würm et Riss même si, bien évidemment, il faut tenir compte du creusement quaternaire des vallées qui a limité *de facto* l'emprise spatiale des glaciations les plus récentes.

Les Pyrénées orientales n'ont pas échappés à cette redécouverte du glaciaire quaternaire. Dans le prolongement des travaux de Y. Gourinard (1971) sur la basse vallée du Carol, M. Calvet (1985, 1996, 1998, 2004) propose une relecture des complexes terminaux de Cerdagne et du Capcir et démontre l'existence d'« au moins trois générations de moraines régulièrement échelonnées sur une bonne partie du Quaternaire » (Calvet, 1996, chapitre 8). L'auteur propose une chronologie relative des phases d'englacement quaternaire sur la base d'outils analytiques très proches de ceux utilisés par J. Hubschman pour l'état d'altération des matrices et de ceux utilisés par M. Icole (1973) pour l'état d'altération des blocs et galets. De plus, les raccords géométriques entre cordons morainiques et nappes fluvioglaciaires sont, contrairement aux fermes démentis prononcés par G. Viers (1961), assez remarquablement conservés. Les cordons morainiques M1 présentent un matériel sain et se raccordent aux basses terrasses T1, elles aussi très peu altérées. Cette première unité est contemporaine du « glaciaire récent » défini par J. Hubschman ; elle peut être assimilée au cycle glaciaire würmien. Les moraines M2 sont suffisamment altérées pour qu'on les assimile à un cycle glaciaire antérieur à l'Eémien. De plus, elles sont raccordées à la nappe T2 qui est régionalement reconnue comme contemporaine du Riss. A ce titre, cette deuxième génération de dépôts glaciaire peut être rapprochée au « glaciaire ancien » des vallées nord-pyrénéennes. Une troisième génération de dépôts morainiques franchement plus évolués (M3) a pu être individualisée sur la Llosa, le Carol et l'Angoustrine. Sur le Carol, ces tills très fortement altérés sont raccordés à la nappe T4 (coupe d'Ur) ; ce qui permet de situer cette troisième génération de dépôts glaciaires dans un Quaternaire moyen-ancien. Sur la Llosa, le Carol et l'Angoustrine, les trois générations de dépôts glaciaires se succèdent sur une distance de 2 à 3 km. Par contre, sur la Têt, l'Aude, le système Lladure-Balcère et le Galbe, seules les moraines M1 sont parfaitement individualisées car, sur ces vallées, les différentes phases d'englacement ont atteint peu ou prou le même point. Cependant, des tills M2 ont pu être observés en coupe sous les dépôts M1 faiblement altérés (coupe du Galbe).

Au total, ces travaux montrent bien que les « moraines externes », pour reprendre la terminologie monoglaciale, renferment en fait 2 voire 3 générations de dépôts tandis que les « moraines internes », c'est-à-dire la « phase des glaciers de vallée » et la « phase des glaciers de cirques », correspondent en fait à des stades de déglaciation postérieurs au maximum würmien. Compte tenu du risque de confusion avec la terminologie alpine selon laquelle les « moraines externes » sont assimilées au Riss et les « moraines internes » au Würm, nous avons choisi d'abandonner ces termes géographiques et désigner les différentes générations de dépôts glaciaires de la manière suivante :

* **Moraines würmiennes** lorsque les dépôts montrent un faible degré d'altération et sont à ce titre assimilables au M1 de M. Calvet (1996) ou au « glaciaire récent » de J. Hubschman

(1984). Nous serons amenés à distinguer au sein de ces moraines würmiennes : Le **Maximum d'Extension Glaciaire Würmien (MEG Würm ou Maximum würmien)** qui désignera dans ce travail l'emprise spatiale maximale atteinte par les glaciers au cours du cycle glaciaire würmien, sans *a priori* sur l'âge de cette emprise spatiale maximale. Nous insistons bien sur le fait que nous donnons à cette expression un sens strictement géographique et absolument pas chronologique car justement l'âge de ce MEG Würm fait l'objet d'un débat dont nous rappelons les termes plus loin (section 3 de ce chapitre). Comme il n'est pas certain que, dans les Pyrénées, le Maximum d'Extension Glaciaire Würmien (MEG Würm) soit contemporain du LGM (c'est-à-dire du dernier maximum global de volume de glace) et du MIS 2 (*Marine Isotopic Stage 2*, Ehlers & Gibbard, 2007), nous préférons éviter le vocable « Last Pleniglacial » proposé par Pallas et al., 2006 car cette expression n'a pas dans la communauté des quaternaristes français le sens strictement géographique que les auteurs signalent (p. 2139). En effet, dans la conclusion du colloque « Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français (Pyrénées, Massif Central, Jura, Corse), G. Montjuvent & G. Nicoud (1988) pointent ces problèmes de terminologie et donnent à l'expression « Pléniglaciaire », qui peut être assortie du suffixe supérieur, moyen, inférieur, un sens climato-stratigraphique¹. Les **stades de déglaciation** englobent quant à eux la séquence de formes située en arrière des complexes morainiques würmiens (en arrière du MEG Würm). Enfin, le terme **Néoglaciale** est réservé aux séquences de formes, souvent de petits cordons morainiques ou des glaciers rocheux, qui sont consécutifs à une déglaciation généralisée.

* **Moraines Rissiennes** lorsqu'on dispose d'arguments altérologiques, géométriques voire radiométriques pour les assimiler au cycle glaciaire immédiatement antérieur à l'Eémien (MIS 6).

* **Moraines anciennes** lorsque leur position et leur état d'altération montre qu'elles sont clairement antérieures aux moraines würmiennes et rissiennes.

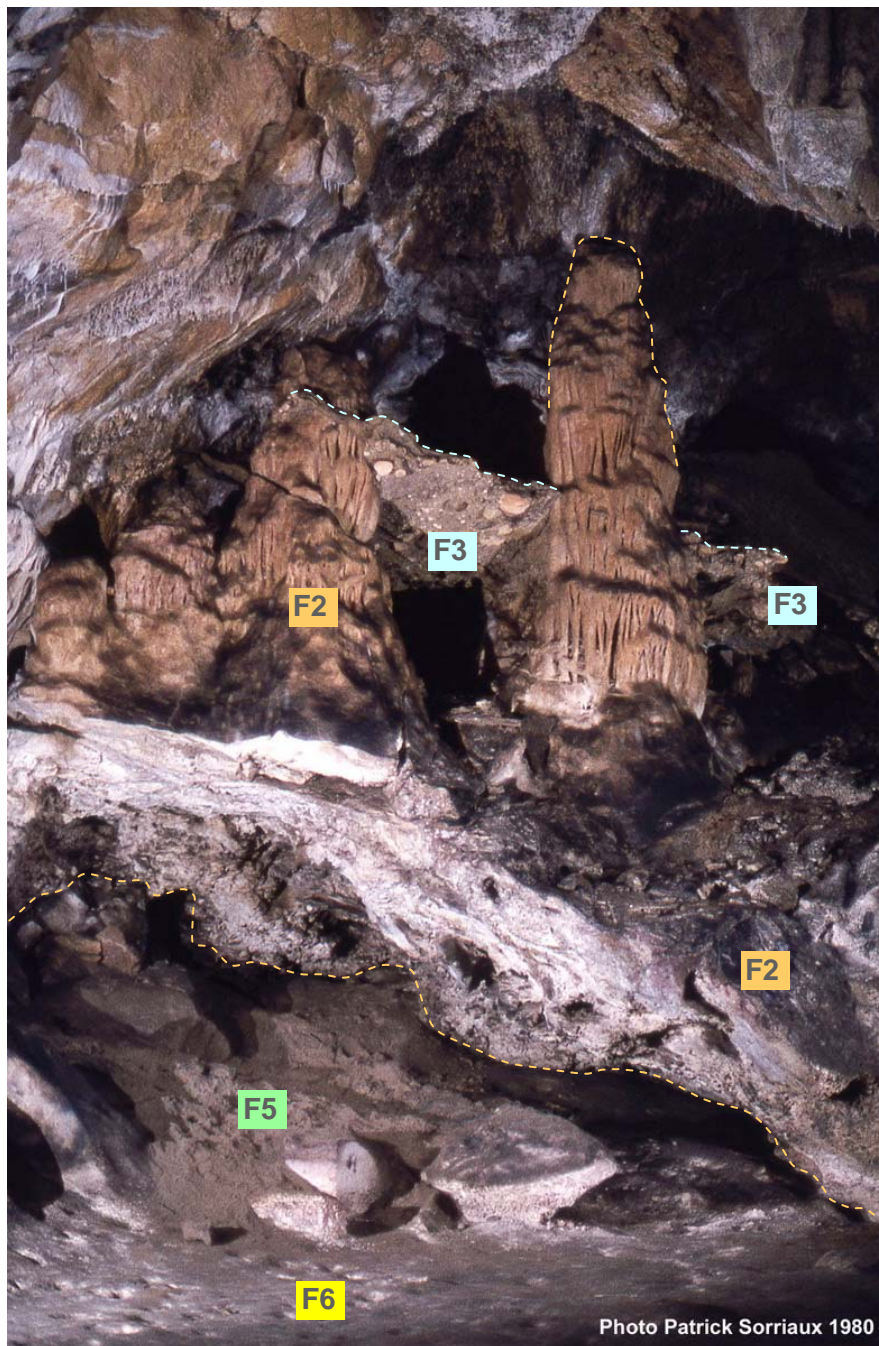
* **Moraines pré-würm** lorsque les dépôts sont suffisamment altérés pour être différenciés des moraines würmiennes sans que l'on ait la possibilité de les situer précisément dans le Quaternaire, ni même dans les chronologies relatives présentées *supra*.

2.2- Données radiométriques et chronologie des cycles glaciaires quaternaires

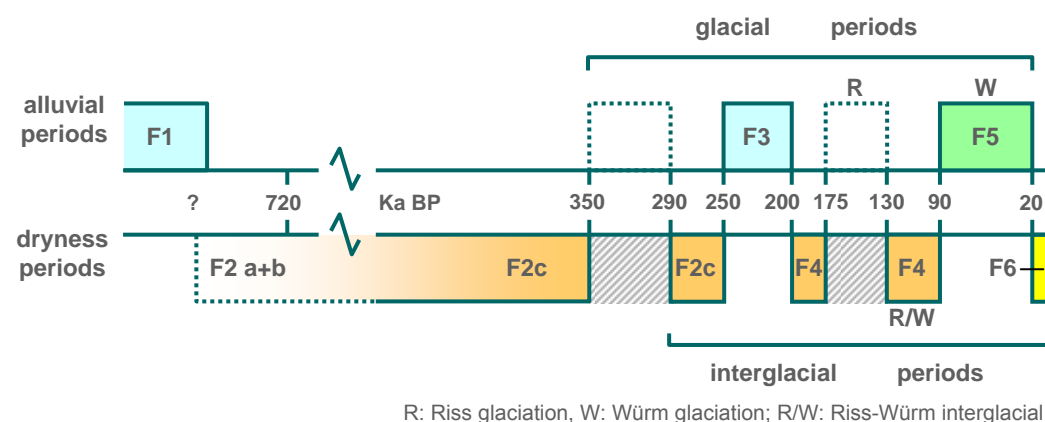
Les premières données radiométriques obtenues dans les Pyrénées datent du début des années 1980 ; elles ont à cette époque fortement accéléré la remise en cause du modèle monoglaciale. Les études sur la chronologie des cycles glaciaires quaternaires demeurent à ce jour relativement rares ; certaines portent sur des remplissages karstiques avec datations Th-U sur planchers stalagmitiques, d'autres sur des dépôts fluvioglaciaires qui ont pu être datés par OSL, ¹⁴C ou paléomagnétisme.

L'analyse séquentielle des sédiments du système karstique Niaux-Sabart-Lombrives (Soriaux, 1981; 1982 ; Bakalowicz et al., 1984) et la datation par Th-U de planchers stalagmitiques permet de reconstituer la chronologie de plusieurs phases d'englacement depuis 350 ka (Fig. 3.4). Les périodes chaudes sont marquées par la construction de planchers

¹ De plus, l'expression « Last Pleniglacial » est assez peu utilisée dans la littérature internationale. Par exemple, elle n'est pas recensée dans la mise au point sémantique proposée par Ehlers & Gibbard, (2007).



Situées à environ 150 m au-dessus du niveau de base actuel, les grottes de Niaux, Lombrives et Sabart représentent un ancien réseau de drainage qui a fonctionné entre les vallées du Vicdessos et de l'Ariège. Dans ces grottes, trois unités sédimentaires successives ont été étudiées. Chaque unité est constituée de 2 parties. La partie inférieure est détritique, d'origine alluviale et témoigne du fonctionnement hydrologique du réseau. La partie supérieure composée surtout des dépôts calcitiques correspond aux périodes d'assèchement, lorsque le karst évoluait au-dessus du niveau de base. Ces conditions sont semblables à l'environnement actuel des grottes. Certains de ces dépôts calcitiques, en particulier des planchers stalagmitiques ont pu être datés par la méthode Uranium-Thorium, permettant de fixer assez précisément le cadre chronostratigraphique des derniers 300 ka dans la région de Tarascon-sur-Ariège.



L'affleurement est situé dans la grotte de Niaux à quelques centaines de mètres de l'entrée, à environ 670 mètres d'altitude. On y voit un ensemble calcitique (F2) avec deux piliers stalagmitiques, dont les parties les plus anciennes ont plus de 350 ka. Le plancher stalagmitique de base, souligné en jaune, peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur un peu plus loin dans la galerie. Le haut des piliers est repris dans un conglomérat (F3), souligné en bleu, qui est scellé derrière le pilier de gauche par un plancher stalagmitique (F4), non visible sur la photo, dont la formation s'échelonne entre 200 et 90 ka. Ce conglomérat correspond à une phase glaciaire pré-Würm (Riss), mal connue en surface. Les sables (F5), en bas de la photo, sont des sables d'origine fluvio-glaciaire correspondant à la phase glaciaire majeure du Würm, qui a réactivé le karst entre 90 et 20 ka. Sur ce site, ils sont recouverts par des sédiments argilo-calcitiques (F6) correspondant à la période d'assèchement actuelle.

Affleurement souterrain dans la grotte de Niaux, témoin de l'histoire anté-würmienne (Document original, P. Sorriaux).

stalagmitiques qui attestent un fonctionnement du karst en régime vadose. Les périodes froides, en revanche, sont enregistrées soit par un hiatus intra spéléothème ou intra plancher stalagmitique, soit par le dépôt d'une formation allochtone. Dans ce dernier cas, il s'agit soit de dépôts fluviaux relativement grossiers, soit de dépôts fins attestant un fonctionnement du karst en régime noyé. Ces deux marqueurs traduisent une élévation du niveau de base et une réactivation du karst liée à la présence de glaces dans les vallées de l'Ariège et du Vicdessos. Le hiatus intra spéléothème le plus ancien se situe entre ~ 350 et ~ 290 ka BP ; il interrompt l'édification d'un plancher stalagmitique dont les âges Th-U montrent qu'il est antérieur à 350 ka BP et postérieur à 250 ka BP. Entre 250 et 200 ka, des dépôts strictement fluviaux (« conglomérats de la galerie des Comtes de Foix ») sont associés à plusieurs remontées relativement brèves du niveau de base corrélées à autant d'avancées glaciaires. Un nouveau hiatus se produit entre 175 et 130 ka ; celui-ci est clairement corrélé au MIS 6. Enfin, des dépôts d'abord fluviaux puis montrant une inondation complète du système karstique sont clairement associés au cycle glaciaire würmien car un âge U-Th à 91 ka a été obtenu au toit du plancher stalagmitique sous-jacent et un âge U-Th à 19 ka a été obtenu à la base du plancher stalagmitique sus-jacent. Notons que les auteurs interprètent l'âge à 19 ka comme un marqueur de la disparition des glaciers dans les vallées voisines de l'Ariège et du Vicdessos ; nous serons amenés dans la suite de ce travail à revenir sur cette datation qui présente un intérêt en matière de chronologie de la dernière déglaciation (cf. chapitre 6).

Une étude comparable porte sur le karst de la Pierre St Martin (Quinif & Maire, 1998). Ce karst était alimenté au cours des périodes froides par les eaux sous-glaciaires qui s'infiltraient en amont, au niveau des Ares d'Anie où était installé un glacier de plateau. Ce glacier de plateau nourrissait plusieurs langues de glaces ; l'une d'entre elles, engagée dans la vallée du Saison, s'est avancée au Würm jusqu'à Ste Engrâce. La séquence d'Aranzadi permet de fixer la chronologie de deux cycles d'englacement pré-würmiens dont il ne reste aucune trace en surface. Deux cycles glaciaire-interglaciaire ont pu être mis en évidence. L'un, bien calé dans le temps par plusieurs datations absolues, est corrélé aux stades isotopiques marin 7 (interglaciaire) et 8 (glaciaire). Il se situe donc au Quaternaire moyen, soit juste avant le cycle Eémien-Riss (respectivement MIS 5e et 6). En effet, le cycle glaciaire corrélé au MIS 8 est calée par une datation à 225 ka sur le plancher stalagmitique qui scelle l'« unité principale ». Le nombre moyen de varve mesuré sur cette « unité principale » permet de fixer la durée de cette glaciation à 20 ka au minimum. Cependant, les auteurs envisagent que cette phase glaciaire se soit prolongée jusqu'à plus de 300 ka compte tenu des datations Th-U obtenues sur le plancher stalagmitique sous-jacent (> 330 ka BP). L'autre cycle glaciaire-interglaciaire observé dans la séquence détritique d'Aranzadi est moins bien calé dans le temps en raison des limites liées à la méthode de datation. Les datations absolues signalent seulement un âge supérieur à 330 ka (il s'agit du même âge que celui mentionné *supra*). Sur ces bases, les auteurs proposent une corrélation aux MIS 9 et 10.

Sur le Cinca et le Gállego, plusieurs générations de nappes alluviales et fluvioglaciaires ont été mises en évidence sur la base de critères altimétriques (altitude relative des plans de terrasse par rapport aux cours d'eau actuels) et altérologiques (analyse de 33 profils de sols sur le Cinca, 16 profils sur le Gállego, analyse granulométrique, minéralogique et chimique des fractions fines). La plupart des niveaux de la chronologie relative ont pu être datés par OSL, ¹⁴C ou paléomagnétisme pour les étages les plus anciens (Sancho et al., 2004; Peña et al., 2004 ; Sancho et al., 2003 ; Lewis et al., 2009). Sur le Cinca, l'enregistrement d'une polarité inverse sur la nappe Qt 2 montre que les niveaux supérieurs (Qt 1 et 2) sont antérieurs à 750 ka (inversion du champ magnétique terrestre Brunhes-Matuyama). Par contre, la polarité est normale sur les niveaux Qt 3, Qt 5 et Qt 6. Si Qt 3

montre un état d'altération relativement avancé qui conduit les auteurs à proposer pour cette nappe un âge entre 600 et 800 ka, les nappes Qt 5, et surtout Qt 6, Qt 7, Qt 8 et Qt 9 sont nettement moins évoluées. Ces différentes nappes ont fait chacune l'objet de 1 à 11 datations OSL; toutes sont cohérentes par rapport à l'échelle d'altération mise en place. Elles indiquent pour Qt 5 un âge de 176 ± 14 ka BP, pour Qt 6 un âge de 97 ± 16 ka BP, pour Qt 7 un âge de 64 ± 4 ka BP, pour Qt 8, un âge entre 41 ± 8 et 49 ± 4 ka BP et pour Qt 9 un âge de $11,1 \pm 0,4$ ka BP. Cette dernière a livré en outre des âges ^{14}C entre 15,1 et 22,1 ka. Enfin, le till de Mesón de Salinas, qui représente le MEG Würm et qui est parfaitement corrélée à la terrasse Qt 7, a livré un âge OSL de 63 ± 12 ka. Sur le Gállego, les complexes morainiques et fluvioglaciaires de Sénégüé, Aurín et Sabinanigo ont pu être datés par OSL. La phase de Sabinanigo a livré deux âges à 155 ± 24 ka et 156 ± 10 ka dans la nappe fluvioglaciaire située juste en aval du front morainique dont il ne reste qu'un cordon très émoussé. Les auteurs signalent que cette nappe fluvioglaciaire présente un horizon Bt bien développé sur 2 m d'épaisseur et des accumulations de carbonate en profondeur. En aval, le même plan de terrasse a fourni 2 âges OSL à 156 ± 22 ka et 148 ± 7 ka. La phase d'Aurín est datée par plusieurs âges OSL (66 ± 4 ka, 69 ± 8 ka, 73 ± 10 ka, 85 ± 5 ka) obtenus sur dépôts fluvioglaciaire associés à des terrasses portant des sols à horizon Bt modéré de 70 à 80 cm d'épaisseur. Enfin, deux âges OSL à 35 ± 3 ka et 36 ± 2 ka ont été obtenus sur un dépôt fluvioglaciaire enchâssé dans le cordon morainique frontal de Sénégüé. Le plan proglaciaire situé immédiatement en aval du cordon n'a pas été daté mais les auteurs associent à cette phase 3 âges supplémentaires obtenus plus en aval à La Peña ($31,6 \pm 4$ ka, Morillo ($39,8 \pm 5$ ka), et Erès (45 ± 3 ka). Plus à l'est, des âges OSL sur le Valira suggèrent la multiplicité des phases d'englacement quaternaire (Turu i Michels & Peña Monné, 2006).

La parenthèse monoglaciale est fermée ; la pluralité des glaciations dans les Pyrénées est maintenant parfaitement établie. Les critères altimétriques et altérogéniques fournissent une grille de lecture utile qui permet de distinguer rapidement sur le terrain les moraines würmiennes des générations plus anciennes ; mais faute de données radiométriques, les corrélations entre les différentes générations de dépôts glaciaires et les grands cycles glaciaire-interglaciaire sont encore loin d'être clairement fixées. Par contre depuis une trentaine d'années, la chronologie du cycle glaciaire würmien et en particulier celle du MEG Würmien sont au cœur d'un autre débat.

3- Le Würm : une nouvelle exception pyrénéenne ?

3.1- Un modèle chronologique élaboré sur le versant nord

Les premiers travaux sur la chronologie du dernier cycle glaciaire ont été réalisés dans le courant des années 1980 sur les principales vallées du versant nord (Ossau, Gave de Pau, Garonne, Ariège). La finalité de ces premières études était d'ordre palynologique mais elles ont fournies un certain nombre de séquences sédimentaires datées par ^{14}C porteuses d'informations sur la chronologie des dépôts glaciaires (cf. synthèse des données in Tabl. 3.1). Ces informations concernent des dépôts faiblement altérés, souvent façonnés en cordons morainiques bien dessinés et parfois raccordés aux bas niveaux alluviaux ; bref la génération « glaciaire récent » de J. Hubschman (1975, 1984) que l'auteur corrèle au cycle glaciaire würmien. Les relations géométriques entre séquences de formes et séquences stratigraphiques datées sont rarement directes. Plusieurs cas de figure existent mais, la plupart de temps, les données radiométriques sont associées à des niveaux glaciolacustres déposés dans des lacs situés immédiatement en arrière des moraines du MEG Würm (Biscaye, Lourdes, Le Monge,

Barbazan). Dans ce cas, les données ^{14}C obtenues à la base des sondages anté-datent le MEG Würm et post-datent le début de la déglaciation. Dans ce dernier cas, la présence de dropstones dans les sédiments glaciolacustres datés garantit une certaine proximité entre le glacier et le paléolac. En revanche, en l'absence de dropstones, il est plus difficile de préciser l'emprise spatiale du glacier associé au dépôt daté car les torrents proglaciaires sont susceptibles de transporter les MES sur de longues distances avant que ces dernières se déposent dans un piège lacustre.

Sur ces bases, un premier schéma chronologique a pu être proposé. Le MEG Würm a été daté pour la première fois à partir du remplissage proglaciaire de Biscaye où les rythmites glaciolacustres à dropstones de la base de la séquence ont livrées un âge à 38,4 ka ^{14}C BP (Mardones & Jalut, 1983). Un calcul du taux de sédimentation entre les deux datations ^{14}C les plus anciennes de la colonne permet de situer la base du sondage vers 45 ka. Dans la mesure où ce remplissage se situe immédiatement en arrière du complexe morainique terminal construit au Würm par le glacier du Pau, les auteurs proposent pour cette vallée un MEG Würm entre 50 et 70 ka BP. Des résultats comparables ont été obtenus sur l'Ossau où le remplissage d'Estarres a livré un âge à 27,15 ka ^{14}C BP dans les rythmites glaciolacustres de la base du sondage (Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988) et sur la Garonne où le remplissage de Barbazan a livré un âge à 31,16 ka ^{14}C BP dans le niveau à rythmites glaciolacustres et diamictons de la base du sondage (Andrieu, 1991 ; Andrieu et al., 1988 ; Jalut et al., 1992). Sur la Garonne, l'obturation de Sost jalonne plus directement le MEG Würm car elle résulte d'une obturation de la vallée de l'Ourse par un lobe diffluent du glacier garonnais, dans son emprise würmienne maximale. Cette obturation n'a pas livré d'âge radiométrique mais la séquence basale a fait l'objet d'une analyse palynologique qui a montré la présence de *Picea*, taxon réputé disparaître régionalement au début du Würm. Pour les auteurs, la présence de ce taxon à la base de la séquence de Sost atteste la présence du glacier garonnais sur le piémont dès le début du Würm (Hérail et al. 1986). Par contre, en Ariège, la chronologie du MEG Würm n'est jalonnée que par un site d'altitude situé à 1350 m au pied du col de Lhers qui, au Maximum, était recouvert par une transfluence entre le glacier de Suc-Vicdessos et de Massat-Garonne. Au Maximum, le paléolac de Freychinèdes n'existe pas encore mais les âges autour de 20-22 ka ^{14}C dans les argiles glaciolacustres de la base du sondage ont conduit les auteurs à proposer un âge antérieur à 20 ka pour le Maximum Würmien (Jalut et al., 1982).

Suite à ce maximum d'englacement Würm moyen ou ancien, la glace stagne un temps sur le piémont avant de se retirer définitivement dans les vallées. Sur le Gave de Pau, bien que la sédimentation proglaciaire à dropstones cesse à 31,9 ^{14}C BP (Biscaye), les auteurs envisagent que la langue de glace quitte le piémont seulement vers 29 ka, moment où la séquence de Biscaye comme les séquences voisines de Lourdes et du Monge montrent un arrêt de la sédimentation de type proglaciaire. Sur l'Ossau, les séquences d'Estarres et de Castet situent cet épisode de retrait plutôt vers 25 ka. Sur la Garonne, la séquence de Barbazan le place vers 29 ka, soit exactement au même moment que sur le Gave de Pau. Étant donnée la localisation sur le piémont ou à proximité du piémont (Castet) des sites datés, cette première série de travaux ne renseigne que très grossièrement la chronologie des derniers stades de déglaciation. Seuls les sondages de Bioux sur l'Ossau (1550) et de Freychinèdes en Ariège (1350 m) permettent de dater la disparition des derniers glaciers de vallée. Elle apparaît dans les deux sites comme très précoce. Une datation à la base du remplissage de Bioux suggère que dès 15,8 ^{14}C BP (19512 à 18761 cal BP) la glace s'est retirée dans les cirques situés au pied du Pic du Midi d'Ossau. Mais cette date est très probablement suspecte compte tenu des remarques faites par les auteurs à propos des 3 dates sus-jacentes (Tabl.3.1).

Tabl. 3.1 : Synthèse des données radiocarbone (^{14}C) et palynostratigraphiques concernant la chronologie pyrénéenne du Würm (façade septentrionale de la chaîne)

Vallée	Site	Alt. (m)	Contexte géomorphologique	Position stratigraphique et nature des échantillons datés par ^{14}C	Apport en termes de chronologie des stades d'englacement	Référence
Ossau	Estarres	376	Paléolac proglaciaire en relation avec le complexe morainique Maximum Würmien (Pas de construction morainique dans la diffluence d'Estarres mais, vue altitude du seuil de Louvié-Jouzon (520 m), zone nécessairement envahie par une diffluence du glacier d'Ossau au moment où il construit le complexe d'Arudy .	Sondage palynostratigraphique de 11,75 m : rythmites glaciolacustres de 1175 à 969 cm; limon lacustre local de 996 à 585 cm; tourbe de 585 cm au sommet. Datation ^{14}C à 1167-1174 cm à la base des rythmites glaciolacustres à 27150±1000 (Gif-6868) Datation ^{14}C à 973-978 cm au sommet rythmites glaciolacustres à 24400±1000 (Gif-6867) Datation ^{14}C à 964-970 cm à la base limon lacustre local à 18970±1000 (Gif-7252)	* Maximum Würmien anté 27150±1000 (Gif-6868) * Arrêt des apports glaciolacustre après 24400±1000 (Gif-6867) et avant 18970±1000 (Gif-7252). Cela indique la disparition du lobe de diffluence d'Estarres.	Andrieu, 1987 Jalut et al., 1988 Andrieu et al. 1988
	Castet	850	Paléolac d'obturation en position juxtaglaciaire par rapport au glacier d'Ossau et proglaciaire par rapport au glacier local du Jaout Paléolac postérieur au Maximum Würmien car au Maximum le glacier du Jaout confluaient avec le glacier d'Ossau.	Sondage palynostratigraphique de 9,4 m : Diamicton (faciès grossier correspondant à de la moraine) de 9,4 à 6 m ; rythmites glaciolacustres de 6 à 2 m ; limon local et tourbes de 2 m au sommet. Datation ^{14}C à 398-406 cm dans rythmites glaciolacustre à 25000±780 (Gif-7536)	* Maximum Würmien anté 25000±780 (Gif-7536) *Vers 25 ka ^{14}C BP, la charge sédimentaire des tributaires du lac de Castet est considérablement réduite, ce qui indique l'éloignement du glacier local du Jaout comme de la langue principale dans la vallée de l'Ossau.	Jalut et al., 1988 Andrieu et al. 1988
	Bious	1550	Remblaiement détritique d'un ombilic situé au pied du Pic du Midi d'Ossau.	Sondage palynostratigraphique de 12,6 m, les 3 m inférieurs de la série sont dans un conglomérat de galets à structure massive (certains galets sont striés). Datation ^{14}C à 1220-1240 cm dans dépôt massif basal à 15800±240 BP (Gif-7074). 3 datations ^{14}C dans un dépôt fluvioglaciaire : -à 985-997 cm, âge à 11900±1500 (Gif-7293) -à 975-981 cm, âge à 12400±180 (Gif-7079) -à 846-850 cm, âge à 10100±140 (Gif-7080) Ces trois datations sont rejetées par les auteurs car elles sont associées à des cortèges polliniques incohérents au regard du contexte régional. La datation la plus vieille est donnée comme « valeur repère »	La datation située à la base du sondage ne renseigne pas la déglaciation car ce dépôt pourrait être un till sous-glaciaire. Les trois datations sus-jacentes pourraient caler la déglaciation car elles sont associées à un dépôt fluvioglaciaire contemporain de la fin de déglaciation (le glacier se tenait en amont de Bious, dans les cirques au pied du Pic du Midi d'Ossau), mais les dates sont rejetées par les auteurs.	Jalut et al., 1988 Andrieu et al. 1988
Gave de Pau	Biscaye	409	Paléolac proglaciaire en arrière moraine frontale Maximum Würmien (complexe	Sondage palynostratigraphique de 12,5 m: formation argilo-limoneuse litée à dropstones de 12,5 à 8,95 m et sans dropstones de 8,95 à 7,4 m ; formation	* Maximum Würmien anté 38400±2000 (Gif-5685), voire anté 45 ka (âge estimé de la base du sondage fondé sur taux de sédimentation mesuré	Mardonnès, 1982. Mardonnès et

			morainique de Poueyferré)	sablo-limono-organique et à horizons carbonatés de 7,4 à 3,4 m (sédimentation strictement autochtone) ; formation tourbeuse de 3,4 à 0,15 m. Datation ¹⁴ C à 892-899 cm, sur la transition entre zone à dropstones et zone sans dropstones à 31900±2000 (Gif-5684) Datation ¹⁴ C à 745-749 cm dans la formation sablo-limono-organique à 29500±1200 (Gif-5683)	entre 38,4 et 31,9 ka). *A partir de 31900±2000 (Gif-5684), retrait du lobe de glace des abords immédiats du paléolac mais la glace se tient encore sur le piémont de Lourdes. *A partir de 29500±1200 (Gif-5683), l'arrêt des apports glaciolacustres indique la déglaciation du piémont de Lourdes	al., 1983 Andrieu et al., 1988. Jalut et al. 1992
	Biscaye	410	Paléolac proglaciaire en arrière moraine frontale Maximum Würmien (complexe morainique de Poueyferré)	Sondage palynostratigraphique de 13 m environ : argile bleue glaciolacustre de la base à 9,5 m ; gyttja verte de 9,5 à 4,5 m ; tourbe de 4,5 m au sommet. Age le plus ancien obtenu sur cette colonne sédimentaire : Datation ¹⁴ C à 960-975 cm à la base gyttja verte à 12480±150 (A6221)	Dans ce nouveau sondage Biscaye, pas de datation ayant un intérêt direct avec la chronologie des phases d'englacement sur ce piémont. Mais présence en discussion d'une revue critique des données Mardonne & Jalut (1983) : contestation des âges Mardonne & Jalut (1983) sur les mêmes bases critiques que celles formulées par Turner & Hannon (1988). Base du remplissage Biscaye estimée post-25 ka par les auteurs.	Reille et al., 1995
	Lourdes	430	Paléolac proglaciaire en arrière moraine frontale du Maximum Würmien	Sondage palynostratigraphique de 19 m : till (<i>Boulder clay</i>) de 19 à 17,5 m ; argile glaciolacustre de 17,5 à 14 m ; limons de 14 à 6,5 m (dont limons organiques d'origine strictement locale à partir de 13,5); tourbe de 6,5 m au sommet. Datation ¹⁴ C à 1858-1868 cm soit dans les tills à la base du sondage à 33700±700 (Gif-8184) Datation ¹⁴ C à 1405-1410 cm au sommet des argiles glaciolacustres à 28850±800 (Gif-8687)	* Maximum Würmien anté 33700±700 (Gif-8184) * Glacier sur le piémont, proche du lac de Lourdes, jusque vers 29 ka comme le montre la date à 28850±800 (Gif-8687) située au toit des sédiments glaciolacustres et juste avant la sédimentation de silt organiques d'origine locale.	Jalut et al., 1992
	Lourdes 1	430	Paléolac proglaciaire en arrière moraine frontale du Maximum Würmien	Sondage palynostratigraphique de 980 cm : argile glaciolacustre bleue de 980 à 750 cm ; gyttja de 750 à 650 cm ; tourbe de 650 cm au sommet. 3 datations ¹⁴ C AMS dans argile glaciolacustre bleue : -à 920-960 cm, âge à 20025±175 (AA-7072) -à 835-850 cm, âge à 18510±130 (AA-7074) -à 770-780 cm, âge à 16675±115 (AA-7071) Datation ¹⁴ C à 740-750 cm sur base gyttja à 15460±150 (A6294)	* Maximum Würmien anté 20025±175 (AA-7072) *Disparition de la glace du piémont de Lourdes après 16675±115 (AA-7071) et avant 15460±150 (A6294). NB : Ces conclusions ne sont pas clairement formulées par les auteurs. La discussion proposée porte principalement sur l'histoire de la végétation. L'aspect chronologie des phases d'englacement est abordé principalement par le biais d'une revue critique des données Jalut & Mardonne (1983).	Reille et al., 1995
	Lourdes 2	430	Paléolac proglaciaire en arrière du Maximum Würmien	Sondage palynostratigraphique de 700 cm : alternance de boue calcaire et non calcaire de 700 à 570 cm ; tourbe de 570 cm au sommet.	Pas de datation	Reille et al., 1995
	Le Monge	394	Paléolac proglaciaire en arrière du Maximum Würmien (moraine d'Adé)	Pas de sondage palynostratigraphique continu mais un âge ¹⁴ C à 1740-1750 cm de profondeur dans un diamicton glaciaire : 34500±900 (Gif-8185)	* Maximum Würmien anté 34500±900 BP (Gif-8185)	Jalut et al., 1992

	Le Monge	394	Paléolac proglaciaire en arrière du Maximum Würmien (moraine d'Adé)	Sondage palynostratigraphique de 960 cm : gyttja brune de 960 à 710 cm ; alternance de tourbe fibreuse et amorphe de 710 cm au sommet. 15 datations ^{14}C concordantes entre elles sur la séquence tourbeuse, la plus ancienne est à 10360±100 (A6287)	Pas de datation dans la séquence glaciolacustre : pas d'information sur la chronologie des phases d'englacement à partir de ce sondage.	Reille et al., 1995
	Lac des Aires (cirque de Troumouse)	2099	Paléolac proglaciaire barré par un cordon morainique contemporain d'un glacier de cirque. Cirque caractérisé par la présence de glaciers actuels (petits glacier de paroi régénéré en exposition nord à nord-ouest).	Sondages palynostratigraphiques de 320 cm : alternance de limon lités et de limons organiques de 320 à 244 cm, sédiments tourbeux de 244 au sommet. 2 datations ^{14}C dans la séquence inférieure à -5190±90 (Q-2722) -4955±90 (Q-2723) Sondages palynostratigraphiques de 261,5 cm : alternance de limon lités et de limons organiques de 261,5 à 184,5 cm, sédiments tourbeux de 184,5 cm au sommet. 2 datations ^{14}C dans la séquence inférieure à -5050±60 (Q-2829) -4655±60 (Q-2831)	*Moraine située en aval du lac et de la tourbière des Aires antérieure à 5200 BP *Moraine située en amont du lac et de la tourbière des Aires contemporaine de 2 pulsations glaciaires datées entre 4600/4900 et 5200 BP *Moraines situées en amont associées au PAG	Gellatly et al., 1992
Garonne	Barbazan	450	Paléolac proglaciaire associé au complexe morainique terminal du glacier würmien. NB : Le cordon frontal würmien le plus externe n'est pas préservé ; par contre, les cordons de La Serre (1,5 km en arrière du maxi Würm) et de Labroquère (3 km en arrière du maxi Würm) sont bien dessinés. Le paléolac de Barbazan est pris entre ces deux cordons : il est immédiatement postérieur au premier et contemporain du second.	Sondage palynostratigraphique de 23 m : rythmites glaciolacustres et diamictons de 23 à 9 m ; vases calcaires lacustres et palustre d'apport local de 9 à 2 m ; tourbes de 2 m au sommet. 5 datations ^{14}C dans rythmites et diamictons glaciolacustres : -à 2263-2274 cm, âge à 31160±1700 (Gif-7647) -à 1944-1954 cm, âge à 29500±1380 (Gif-7646) -à 1250-1261 cm, âge à 25600±800 (Gif-7579) -à 1227-1231 cm, âge à 23980±680 (Gif-7459) -à 1084-1095 cm, âge ≥25000 (Gif-7973) 11 datations ^{14}C dans vases calcaires lacustre et palustre, la plus ancienne est à la base de cette formation d'apport local : à 951-955, âge à 26600±460 (TAN-82282)	*Maximum Würmien anté 31160±1700 (Gif-7647) *Stationnement du glacier garonnais sur le piémont entre 31160±1700 (Gif-7647) et 26600±460 BP (TAN-82282) : attesté par alternance de rythmites glaciolacustres et de diamictons entre 23 à 9 m ; période Cordon de La Serre antérieur à 31 ka ^{14}C BP Cordon de Labroquère daté vers 31 ka ^{14}C BP *Déglaciation du piémont garonnais à partir de 26,6 ka ^{14}C BP : l'arrêt de la sédimentation glaciolacustre marque la déconnexion de l'appareil glaciaire du paléolac de Barbazan.	Andrieu, 1991 Andrieu et al., 1988 Jalut et al., 1992
	Sost	750	Paléolac d'obturation associé au Maximum Würmien dans un lobe diffluent du glacier garonnais dans la vallée de l'Ourse. NB : Dans ce lobe diffluent situé 12 km en amont des cordons de La Serre et de Labroquère, le cordon morainique associé au	Sondage palynostratigraphique de 7 m : dépôts fins laminés avec quelques passées sableuses de 7 à 5,4 m ; dépôts essentiellement sableux de 5,4 à 2,85 m ; tourbe de 2,85 m au sommet. Pas d'âge radiométrique mais attribution de la séquence basale (entre 7 et 5,4 m) a pu faire l'objet d'une analyse palynologique. Présence de <i>Picea</i> à la base de la séquence ; or <i>Picea</i> est réputé disparaître au début du Würm	* Maximum d'englacement atteint dès le début du Würm mais on ne sait pas jusqu'à quand il s'est maintenu dans cette position.	Hérail et al 1986

			Maximum Würmien est bien préservé.			
Ariège	Freychinèdes	1350	<p>Paléolac en position juxtaglaciaire sur la marge droite d'une langue de glace issue du massif des Trois Seigneurs et engagée dans la vallée de Suc.</p> <p>Paléolac en relation avec un stade de déglaciation du glacier de Videssos car au Maximum Würmien, la glace transfluait par le col de l'Hers.</p>	<p>Sondage palynostratigraphique de 460 cm : argile lacustre de 460 à 406 cm ; limons glaciaire calcaires de 406 à 180 cm ; tourbe de 180 cm au sommet.</p> <p>6 datations ^{14}C dans rythmites glaciolacustres :</p> <ul style="list-style-type: none"> -à 453-459 cm, âge à 21300±760 (Gif-4957) -à 452-453,5 cm, âge > 22000 (Gif-5015bis)) -à 444-447 cm, âge à 14800±800 (Gif-5163) -à 435-438 cm, âge à 15200±800 (Gif-5016) -à 423-426 cm, âge 14500±770 (Gif-5017) -à 411-414 cm, âge 14700±800 (Gif-5018) <p>Autre sondage non publié mais âge donné in Jalut et al., 1992 : datations ^{14}C à 520-525 cm dans rythmites glaciolacustres à 19900±1400 (Gif-5068)</p> <p>Apports riches en sillimanite jusqu'à 398-396 cm soit juste après l'âge ^{14}C à 13150±300 (Gif-4958)</p>	<p>*Maximum Würmien anté 20-22 ka ^{14}C BP. Au Maximum Würmien, le secteur Freychinèdes était recouvert par les glaces : zone de transfluence entre bassin Suc-Videssos et Massat-Garonne.</p> <p>* Dès 20 ka ^{14}C BP, le lac de Freychinèdes s'installe car la transfluence du port de l'Hers est éteinte ; le glacier est réfugié sur le versant sud du massif des Trois Seigneurs mais alimente encore une langue de glace engagée dans la vallée de Suc. Les eaux de fonte issues de cette langue nourrissent le paléolac de Freychinèdes comme le montrent les argiles bleues à sillimanite de la base du sondage (les apports glaciolacustres riches en sillimanite se poursuivent jusqu'à 13 ka ^{14}C BP)</p> <p>*Après 13 ka ^{14}C BP, l'arrêt des apports détritiques riches en sillimanite montre que la langue de glace engagée dans la vallée de Suc a disparue. Dès lors, les glaciers sont cantonnés aux cirques.</p>	<p>Jalut et al., 1982</p> <p>Jalut et al., 1992</p>

On a délibérément laissé les datations ^{14}C de ce tableau en âge ^{14}C BP. Cela permettra au lecteur d'appliquer la méthode de calibration de son choix. Dans ce travail, toutes les calibrations proposées sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des datations ^{14}C directement corrélables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka, cf. 1.2 du chapitre 6). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

La séquence de Freychinèdes indique que dès 20-22 ka ^{14}C BP le col de transfluence à 1517 m d'altitude ne fonctionne plus mais que le massif des Trois Seigneurs alimente encore une langue de glace engagée dans la vallée de Suc, sans que l'on sache cependant si cette langue conflue toujours avec le glacier principal du Vicdessos. Après 13,15 ka ^{14}C BP (soit 16589 à 15769 cal BP¹), l'arrêt des apports détritiques riches en sillimanite montre que la langue de glace engagée dans la vallée de Suc a disparu et que la glace est désormais cantonnée aux cirques (Jalut et al., 1982).

Dans le même temps, des données chronologiques comparables ont été mises en évidence versant sud, ce qui a conduit plusieurs auteurs à corréliser les séquences de formes mises en évidence dans les vallées espagnoles avec le schéma relativement cohérent élaboré versant nord. Ainsi en Noguera Rigorçana, J.M. Vilaplana (1983) situe la base du remplissage de Llestui avant 33 ^{14}C BP (cf. aussi Vilaplana et al., 1989). Un peu plus tard, J. Bordonau (1992) date la base du remplissage proglaciaire d'Els Bassots à 31,4 ^{14}C BP mais souligne l'incohérence des âges ^{14}C qui caractérisent la base du sondage et prend une certaine distance avec le schéma chronologique qui vient d'être présenté. D'ailleurs l'année suivante, constatant un certain nombre d'incohérences entre les données ^{14}C obtenues sur le remplissage de Llestui (Vilaplana, 1983 ; Vilaplana et al., 1989), J. Bordonau et al., (1993) entreprennent de redater les échantillons. Afin de tenir compte de la présence de graphite minéral dans le bassin (effet « *old carbon* »), les auteurs mettent au point un protocole de préparation des échantillons destiné à séparer le carbone organique du carbone minéral. A l'issue de ce traitement, les résultats sont nettement rajeunis et la « phase de stabilisation post-maximum » ramenée à un âge entre 18 et 21 ka ^{14}C BP. Ce sont là les premières données qui remettent en cause sur des bases radiochronologiques le caractère asynchrone de la glaciation pyrénéenne par rapport aux enregistrements isotopiques globaux (MIS 2-LGM). Cependant, depuis la fin des années 1980, le débat reste ouvert (cf. section 3.2).

3.2- Une confirmation du modèle chronologique sur le versant sud ?

Une série de travaux réalisés dans le courant des années 1990 et le début des années 2000 semblent confirmer les grandes lignes du schéma chronologique élaboré versant nord. La plupart des études portent sur le versant sud ; elles reposent sur des méthodes de datation variées (OSL, ^{14}C classique, ^{14}C AMS).

Les datations OSL réalisées sur le complexe morainique et fluvioglaciaire de Sénégüé situent, comme nous l'avons déjà signalé, le maximum würmien entre 31 et 45 ka BP (Peña et al., 2004). De même sur le Cinca, la nappe alluviale et fluvioglaciaire raccordée aux dépôts morainiques de Salinas de Sin a livré six âges OSL entre 53,8 et 63,4 ka tandis que la moraine proprement dite a été livrée deux âges OSL à 49,5 et 62,7 ka BP (Sancho et al., 2003 ; Sancho et al., 2004). Plus à l'ouest, la datation ^{14}C AMS obtenue sur pollens extraits des sédiments glaciolacustres de Linas de Brotó est parfaitement corrélée avec l'emprise maximale würmienne du glacier de l'Ará (Marti Bono et al., 2002). Cette date indique que le paléolac d'obturation de Linas de Brotó a commencé à fonctionner avant 30,38 ka ^{14}C AMS BP, ce qui situe dans le Würm moyen-ancien le début de la phase de progression du glacier würmien. Il continue de fonctionner après 30,38 ka ^{14}C AMS BP mais ce site ne permet pas de déterminer

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

jusqu'à quel moment le glacier s'est maintenu dans cette position d'emprise maximale. Le caractère asynchrone du maximum würmien pyrénéen par rapport au LGM-MIS 2 des enregistrements isotopiques marins, semble confirmé par plusieurs datations ^{14}C issues de remplissages glaciolacustres localisés dans le bassin glaciaire du Gállego (Paul de Bubal, Ibon de Tramacastilla, Nord Tramacastilla). Le papier de Garcia-Ruiz et al. (2003) est à ce titre particulièrement explicite puisqu'il s'intitule : « Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees ». L'argumentation repose sur des séquences sédimentaires issues de paléolacs en relation avec des stades de déglaciations plus ou moins avancés. Plusieurs âges inférieurs ou égaux à 20 ka ^{14}C BP à la base des différentes colonnes sédimentaires conduisent les auteurs à situer, sur le Gállego, le maximum würmien avant le dernier pic de froid attesté globalement (avant le MIS 2, Tabl. 3.2). Notons que l'âge à 29,4 ka ^{14}C BP obtenu dans la séquence glaciolacustre basale de Ibon de Tramacastilla est suspecté par les auteurs qui envisagent un risque de vieillissement par effet « eau dure » et/ou « *old carbon* ». Un nouveau sondage sur le même paléolac d'obturation juxtaglaciaire (Nord Tramacastilla : 4 m de profondeur contre 14 m pour Ibon de Tramacastilla) a quant à lui livré un âge AMS à 20,6 ka ^{14}C BP, à 275 cm de la surface dans des limons proglaciaires (soit 25424 à 25296 cal. BP d'après IntCal 04). Les auteurs considèrent que cette dernière date est plus fiable que celle à 29,4 ka ^{14}C BP car il s'agit d'une datation AMS sur concentration pollinique riche en pollens terrestres, ce qui, selon les auteurs, minimise le risque de vieillissement par effet « eau dure ». Cependant, il est important de préciser que cette nouvelle date ne peut pas être directement confrontée à la première car elle n'est pas issue du même sondage et ne date pas exactement le même niveau sédimentaire (cf. Tabl. 3.2).

Bien que les sites du Gállego aient été exploités essentiellement pour débattre de l'âge du maximum würmien, leur situation dans le haut bassin glaciaire les rend intéressants aussi, et surtout, en termes de chronologie de la déglaciation. En effet, (i) la datation ^{14}C des dépôts glaciolacustres situés à la base de la séquence de Paul de Bubal (Jalut et al., 1992) montre que la langue du Gállego se tenait 15 km en amont du front de Sénégüé avant 20,8 ka ^{14}C BP. (ii) Les datations obtenues sur les sondages de Tramacastilla (Ibon de Tramacastilla et nord Tramacastilla) jalonnent d'une part la fin de la transfluence entre le Lana Major et l'Escarra et, d'autre part, la déconnexion probable de ces deux bassins affluents et de la langue principale du Gállego. Enfin, (iii) la tourbière du Portalet, située dans un vallon affluent du Gállego au pied de crêtes entre 2100 et 2300 m d'altitude, a fait l'objet d'une analyse séquentielle multi-proxi (Gonzalès-Sampériz et al., 2006). L'analyse des dépôts sur 6,64 m de profondeur a permis de mettre en évidence un hiatus stratigraphique marqué par la présence d'une surface d'érosion, une rupture radicale des cortèges polliniques et un très faible taux de sédimentation. Ce hiatus stratigraphique surmonte un dépôt glaciolacustre daté entre 28,3 et 24,17 ka ^{14}C AMS BP. Il est suivi par une séquence sédimentaire continue caractérisée par des alternances de limons plus ou moins riches en carbonates et matière organique et coiffée par 2 m de tourbes. Cette séquence sédimentaire procure un enregistrement continu de l'histoire de la végétation et du paléoenvironnement montagnard de 19,25 ka ^{14}C AMS BP (soit 23430 à 22 538 cal. BP¹) à nos jours. Elle renseigne aussi la chronologie des phases d'englacement mais de manière plus ou moins directe. La séquence basale datée entre 28,3 et 24,17 ka ^{14}C AMS BP est contemporaine d'un interstade au cours duquel le vallon dans lequel se trouve la tourbière du Portalet renfermait au mieux des petits glaciers de cirque situés amont du paléolac. Entre 24,17 ka ^{14}C AMS BP et 19,25 ka ^{14}C AMS BP, les auteurs reconstituent deux événements successifs. (i) Le hiatus stratigraphique est associé à une

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

progression glaciaire corrélée au LGM. Après 24,17 ka ^{14}C AMS BP, les glaciers qui étaient réfugiés dans les cirques progressent suffisamment pour recouvrir le paléolac et s'avancer au-delà mais aucun élément ne permet de préciser si cette progression glaciaire a été suffisante pour rejoindre le glacier du Gállego. (ii) La séquence sédimentaire qui surmonte le hiatus montre que dès 19,25 ka ^{14}C AMS BP (soit 23430 à 22 538 cal.BP¹) le vallon est à nouveau déglacé mais cette fois très probablement jusqu'aux crêtes étant donnée l'absence de sédimentation proglaciaire dans la séquence qui surmonte le hiatus stratigraphique. Les auteurs signalent que l'ensemble des datations AMS a été réalisé à partir de concentrations polliniques riches en taxons terrestres, ce qui limite le risque de pollution par effet « eaux dure ». Au total, l'ensemble des données du Gállego montrent une assez remarquable cohérence ; surtout si on tient compte du fait que les paléolacs de Tramacastilla et du Portalet sont localisés dans des vallons affluents du Gállego à l'évidence moins bien alimentés que les courants de glace issus des massifs de Sallent et de Panticosa qui, eux, dépassent 3000 m d'altitude et sont susceptibles d'avoir nourri une langue de glace encore très puissante alors que les sites de Tramacastilla et du Portalet étaient déjà déglacés.

La précocité et la rapidité de la déglaciation pyrénéenne ont été retrouvées dans un grand nombre de vallées de la façade sud de la chaîne. Dans la Noguera de Tor, les glaciers sont cantonnés aux cirques situés en amont de l'Estany Redó d'Aigues Tortes (2110 m d'altitude) comme l'indiquent la datation à 13,4 ka ^{14}C AMS BP (Soit 16474 à 15694 cal. BP¹) dans le sédiment glaciolacustre de la base du sondage (Copons & Bordonau, 1996). En Andorre, l'analyse séquentielle du delta d'Erts (Turu i Michels, 2002) a permis de reconstituer les fluctuations des glaciers d'Arinsal et d'Ordino qui confluent dans le bassin de la Massana pour donner naissance au Valira nord : à plusieurs reprises, la langue d'Arinsal se déconnecte de celle d'Ordino et un lac de barrage juxtaglaciaire se met en place à l'aval de la vallée d'Arinsal. Ce lac est progradé à l'amont par les apports du glaciaire d'Arinsal (le Delta d'Erts) et à l'aval par les apports juxtaglaciaire de la langue d'Ordino (le delta de Hortals). Trois datations ^{14}C sur sédiments glaciolacustres ou deltaïques intercalés entre des niveaux de tills permettent de caler dans le temps ces fluctuations (cf Tabl. 3.2). Ces données montrent que des stades de déglaciation très avancés se placent entre 17,43 (soit 21097 à 20271 cal.BP¹) et 25,63 ka ^{14}C BP mais ces données ne renseignent précisément ni l'âge du MEG Würm classiquement situé 11 km en aval (complexe morainique de la Margineda-Ste Coloma) ni le moment où les langues de glace disparaissent définitivement pour céder la place à de petits organismes glaciaire réfugiés dans les cirques. En revanche, la tourbière fossile de la Grave-amont (Delmas, 2005) date directement la disparition des glaciers de vallée dans le massif du Carlit. Trois datations ^{14}C sur des lits de sphaigne en place permettent de situer cet épisode vers 20 ka cal. BP, soit très probablement dans le courant de l'interstade GS-2b de la nomenclature INTIMATE (Björck et al., 1998; Walker et al., 1999; Lowe et al., 2001; Johnsen et al., 2001). Nous serons amenés, dans la suite de ce travail, à présenter plus en détail sur ce site. Signalons cependant d'ores et déjà la fiabilité de ces résultats qui ne souffrent d'aucun risque de vieillissement dans la mesure où les datations portent sur des fibres de sphaigne et que des analyses au rayon X ont montré l'absence de carbonate et de carbone minéral dans les sédiments du site (Delmas et al., 2008). Ces résultats sont conformes aussi à ceux obtenus récemment dans les Monts Cantabriques (Jimenez-Sanchez et al., 2002). Enfin, ce n'est que dans les quelques massifs pyrénéens actuellement englacés qu'on dispose de séquences holocène et PAG clairement datées (Gellatly et al., 1992 ; Chueca Cía et al. 2004).

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

Tabl. 3.2 : Synthèse des données radiocarbone (^{14}C) et palynostratigraphiques concernant la chronologie pyrénéenne du Würm (façade méridionale de la chaîne)

Vallée	Site	Alt. (m)	Contexte géomorphologique	Position stratigraphique et nature des échantillons datés par ^{14}C	Apport en termes de chronologie des stades d'englacement	Référence
Gállego	Pau de Bupal	1115	Remplissage d'une doline creusée sur un replat rocheux situé dans l'axe de la vallée du Gállego, une centaine de mètres au-dessus du cours d'eau actuel incisé en gorge. La déglaciation de ce tronçon de vallée a permis l'installation du lac dans le creux de la doline. NB : L'alimentation du lac en eaux n'a été possible que tant que la glace se tenait non loin en amont, probablement à l'entrée de la gorge, et que les eaux de fonte pouvaient se déverser dans le lac.	Sondage palynostratigraphique de 6 m : alternance de boue et de rythmites glaciolacustres de 5,75 à 4,66 m ; boue calcaire litée de 4,66 à 2,63 m ; boue riche en matière organique et carbonates de 2,63 à 0,98 m ; tourbe puis sol de 0,98 au sommet. Datation ^{14}C à la base des dépôts glaciolacustres (565-575 m) à 20800±400 (Gif-68237) NB : Un risque effet « eaux dure » sur ce site signalé par Garcia-Ruiz et al., 2003	*Maximum Würmien anté 20800±400 (Gif-68237) *Langue de glace remontée en amont de la gorge du Gállego, soit 15 km en amont du Maximum Würmien (complexe morainique de Sénégüe) dès 20800±400 (Gif-68237)	Montserrat Marti, 1991 Jalut et al., 1992
	Lac de Piedrafita	1602	Remplissage sédimentaire barré par un cordon morainique.	Sondage de 1,5 m avec à la base une boue riche en carbonates surmontée de sables et de limons puis d'un niveau tourbeux. Datation ^{14}C AMS sur fragment de pin à 3710±60 (WHOI 17539)	Site non exploité par les auteurs en termes de chronologie de la déglaciation NB : Datation recensée dans revue Pallas et al., (2006) comme « proglacial lake in cirque » ; or, la composition sédimentologique du remplissage ne montre aucun lien évident avec un paléoenvironnement glaciaire et suggère que le dépôts est postérieur à la déglaciation.	Montserrat Marti, 1991 Garcia-Ruiz et al., 2003
	Ibon de Tramacastilla	1682	Paléolac juxtaglaciaire dans un col de transfluence entre deux bassins glaciaires affluents du Gállego (Lana Major au sud et Escarra au sud). Transfluence active lors du Maximum Würmien (au moins 100 m de glace sur ce col de transfluence) Col de transfluence déglacé à un moment où Lana Major et Escarra ne confluaient plus avec le Gállego	Sondage palynostratigraphique de 14 m : la base est constituée sur 4,3 m d'une argile proglaciaire bleue. Dans cette séquence glaciolacustre basale, à 11,8 m de profondeur, une datation ^{14}C sur un sédiment riche en matière organique a livré un âge à 29400±600 (Gif-8239). Les auteurs envisagent pour ces dates la possibilité d'une pollution par effet « eau dure » et/ou par « old carbon ». Sur cette même unité glaciolacustre, une autre datation ^{14}C indique 21970±200 (ref. non précisée)	*Maximum Würmien anté 29400±600 (Gif-8239) *Fin de la transfluence entre le Lana Major et l'Escarra avant 29400±600 (Gif-8239) mais aussi déconnexion de ces deux langues orientales et du Gállego. NB : Les données Ibon de Tramacastilla sont compatibles avec données Paul de Bupal dans la mesure où, en dépit de la déconnexion des langues du Lana Major et de l'Escarra, la langue du Gállego pouvait encore s'avancer jusqu'à Bupal grâce aux flux de glace issus des Haut bassins de Sallent et de Panticosa.	Montserrat Marti, 1991 Garcia-Ruiz et al., 2003
	Nord Tramacastilla	1640	Même site, même col de transfluence. Paléolac barré par un	Sondage de 4 m dans ce remplissage proglaciaire deltaïque et glaciolacustre Datation ^{14}C AMS sur concentration pollinique à 2,75	* Maximum Würmien anté 20600±170 (AZ-35870) *Fin de la transfluence entre le Lana Major et l'Escarra avant 20600±170 (AZ-35870) mais aussi	Garcia-Ruiz et al., 2003

			glissement de terrain dans le substrat	m de profondeur : 20600±170 (AZ-35870). L'analyse du cortège pollinique montre que les pollens terrestres sont majoritaires, ce qui rend très improbable un vieillissement par effet « eau dure ». De plus le cortège pollinique observé rend improbable l'existence de pollens remaniés de sédiments plus anciens dans l'échantillon daté.	déconnexion de ces deux langues orientales et du Gállego. NB : Cette date nettement plus récente que celle obtenue à Ibon de Tramacastilla ne peut pas être directement confrontée à la précédente car elle est issue d'un autre sondage et ne date pas exactement le même niveau sédimentaire.	
	Lac du portalet	1802	Paléolac situé dans un vallon affluent du Gállego, au pied des cirques d'Estrèmere et de Peyrelu (1 km à l'est du col du Portalet) et de crêtes entre 2100 et 2300 m d'altitude. Pas de reconstitution des étapes de la déconnexion entre le glacier du Gállego et le petit glacier issu de ce vallon car de nombreux glissement de terrain ont détruit les cordons morainiques qui auraient permis de le faire.	Sondage de 6,64 m et analyse multi-proxy de la séquence sédimentaire : 11 unités sédimentaires sont définies : unité 11 (655-608 cm) till sous-glaciaires ; unités 10 (608-570 cm) argile glaciolacustre à éléments grossiers ; unité 9 (570-537 cm) argile glaciolacustre ; hiatus sédimentaire marqué par la présence d'une surface d'érosion, d'un changement radical du cortège pollinique entre les unités 9 et 8 et un faible taux de sédimentation ; unité 8 à 4 (537-200 cm) alternance de limons plus ou moins riches en carbonates et matière organiques ; unités 3 à 1 (200 à 0 cm) tourbes. A partir de l'unité 8, la séquence sédimentaire est continue. 13 datations ¹⁴ C AMS sur concentration pollinique, la présence majoritaire de pollens d'origine terrestre permet d'écarter le risque effet « eaux dures ». Nous retenons ici les 3 dates importantes pour notre propos : -à 608 cm (base unité 10), âge à 28300±370 (NSRL11969) -à 577 cm (sommets unité 9), âge à 24170±240 (AA-54259) -à 533 cm (base unité 8), âge à 19250±120 (AA-58485)	*Entre 28300±370 et 24170±240 ¹⁴ C BP (soit 32-33 et 28-29 ka cal. BP : calibrations par CALPAL2004), la glace est cantonnée aux cirques qui dominent le paléolac. Ce glacier local est déconnecté de la langue du Gállego, alimentée, elle, par des massifs plus élevés. *Avant 19250±120 ¹⁴ C BP (soit 22,4-23,3 ka cal. BP : calibration INTERCAL 04), progression du glacier situé dans ce vallon. Il s'avance au-delà du paléolac et le recouvre mais on ne sait pas si l'avancée est suffisante pour rejoindre la langue du Gállego. Cette progression glaciaire est corrélée au LGM. *Toujours avant 19250±120 ¹⁴ C BP, déglaciation complète et définitive du vallon situé en amont du paléolac. En effet, à partir de l'unité 8, la séquence sédimentaire est continue et ne montre aucun niveau de nature proglaciaire ; cela indique qu'avant même 19250±120 ¹⁴ C BP, la glace a disparu de ce vallon et que les coups de froid ultérieurs n'ont pas été accompagnés de nouvelles phases d'englacement. * Par contre, la séquence renferme un enregistrement continu particulièrement fin de l'histoire de la végétation et des paléoenvironnement tardiglaciaire et holocène (unique à cette altitude dans les Pyrénées).	Garcia-Ruiz et al., 2003 Gonzales-Samperiz et al., 2006
Ara	Linass de Broto	1250	Paléolac d'obturation latérale barré par la moraine contemporaine du Maximum Würmien du glacier de l'Ara.	Sondage de 50 m de profondeur : sédimentation complexe avec alternance d'apports fluviaux, lacustres et deltaïques interstratifiées. Datation ¹⁴ C AMS sur concentration pollinique à 22 m de la base : 30380±400 (AZ-35868)	L'obturation commence à fonctionner avant 30 ka et continue de fonctionner après 30 ka. NB : cette date n'est pas incompatible avec un Maximum Würmien qui se maintient jusque vers 20 ka BP.	Marti Bono et al., 2002
Noguera Ribagorçana	Els Bassots	986	Remplissage d'ombilic en arrière du Maximum Würmien (complexe morainique de Seminari de Villaler)	Analyse stratigraphique d'un sondage de 30,5 m : unité inférieure, de 30,5 à 10 m, rythmites glaciolacustres ; unité intermédiaire, de 10 à 3 m, remplissage deltaïque ; unité supérieure, de 3 à 0 m, sédiments glaciolacustres. 3 datations ¹⁴ C dans rythmites glaciolacustres de l'unité inf. -à 26,1- 26,2 m, âge à 30800±1500 (Gif-8638) -à 25,9- 26,1 m, âge à 20180±350 (Gif-8639) -à 21,87- 22,04 m, âge à 31410±1200 (Gif-8640)	L'auteur ne tranche pas l'âge du maximum würmien situé immédiatement en aval (Maximum Würmien anté 20 ka ou anté 30 ka) en raison d'un risque de vieillissement lié à la présence de graphite issue du bassin versant dans les sédiments datés par ¹⁴ C et/ou de l'effet « eau dure ». Noter l'incompatibilité des 3 datations ¹⁴ C, un âge autour de 20 ka entre deux âges autour de 30 ka.	Bordonau, 1992

	Llestui	1650	Paléolac d'obturation juxtaglacière attribué à une phase de stabilisation post-maximum. Lac bloqué par une moraine qui prograde le lac Lac colmaté à l'amont par un cône détritique de versant	4 sondages, les sections sédimentaires sont corrélées entre elles par recoupements stratigraphiques. 4 datations ^{14}C sur sédiments glaciolacustres : - ≥ 33000 (Ly-2943) sur la section IV, à 260 cm de la base - ≥ 34000 (Ly-3045) sur la section I, à 2430 cm de la base - ≥ 31500 (Ly-3046) sur la section I, à 2130 cm de la base - ≥ 33000 (Ly-2942) sur la section I, à 1930 cm de la base 2 nouvelles datations sur cette même formation mais datations réalisées après combustion des sédiments afin de recueillir les gaz issus de la matière organique : - éch. (Ly-2943) redaté à 18240 ± 600 (Gif-8780bis) - éch. au-dessus (Ly-2942) daté à 21650 ± 900 (Gif-8778bis)	* Les 4 premières dates sont dans un premier temps acceptées (Vilaplana et al., 1983) et rapprochées des interprétations proposées pour Biscaye (Mardonne, 1982 ; Mardonne & Jalut, 1983) puis réinterprétation par la même équipe (Bordonau et al., 1993) de ces premières données considérées suspectes en raison d'un risque de pollution par graphite provenant des ardoises graphiteuses présentes dans le bassin versant. *Selon cette deuxième série de données, le Maximum Würmien est immédiatement antérieure à 21650 ± 900 (Gif-8778bis) *Phase de stabilisation post-maximum responsable de la formation du lac de Llestui datée autour de 18-21 ka	Vilaplana, 1983 Vilaplana et al., 1989 Bordonau et al., 1993
	Llauset	2130	Paléolac installé dans une cuvette de surcreusement glaciaire située en amont du vallon de Llauset (affluent de rive droite de la Noguera Ribagorçana) au pied des cirques qui échancrent le pin de Valhiverna (3000 m alt).	Sondages dans le remplissage sédimentaire sur 40 m (plancher granitique atteint) : unité basale composée de rythmites glaciolacustres grises à brunes riche en dropstones ; unité intermédiaire composée d'argiles litées jaunes ; unité sommitale composée d'argiles litées noires ; par-dessus, sédiments deltaïques progradants. Datation ^{14}C à la base de l'unité sommitale composée d'argiles litées noires : 20930 ± 310 (UZ-490)	*Déglaçiation de la haute vallée de Llauset effective dès 20930 ± 310 (UZ-490)	Vilaplana et al., 1983
Noguera de Tor	Redó d'A. Tortes	2110	Paléolac barré par un cordon morainique attribué par Bordonau (1992) à la « fase de glacières de altitud » et situé dans la vallée de San Nicolau, un affluent de la Noguera de Tor.	Sondage de 820 cm dans le remplissage sédimentaire : dépôts limoneux glaciolacustre à dropstones de 820 à 500 cm ; sédiments riche en matière organiques et gyttja de 500 cm au sommet. 2 datations AMS ^{14}C sur sédiments glaciolacustres : - à ~790 cm, âge à $13470 \pm 60\text{BP}$ ($\beta 88385$) - à 600 cm, âge à $12540 \pm 50\text{BP}$ (ref. datation non précisée) 9 datations AMS ^{14}C sur gyttja concordantes entre elles : la plus ancienne à la base des gyttja est à 9880 ± 60 ($\beta 88384$)	*Disparition des glaciers de vallée avant $13470 \pm 60\text{BP}$ ($\beta 88385$) soit 14474 à 13694 cal. BP d'après IntCal04 (équivalent Dryas ancien). *Maintien de glaciers de cirques dans le secteur de l'Étang Redó jusqu'au Dryas ancien *Retrait de la glace en amont de l'Étang Redó dans le courant de l'Allerød	Copons & Bordonau, 1996
Arinsal et Ordino (Andorre)	Delta d'Erts	1340	Remplissage fluvioglaciaire et glaciolacustre lié aux oscillations des langues d'Arinsal et d'Ordino (stade glacier de vallée car MEG Würm situé au moins au niveau de la Balme de la Margineda, c'est-à-dire 11 km en aval du delta d'Erts)	Analyse de la séquence sédimentaire sur la base d'une trentaine de coupes corrélées entre elles dans le cadre d'une étude de stratigraphie séquentielle : mise en évidence de 5 séquences de dépôts contemporaines de la disjonction des langues d'Arinsal et d'Ordino. 3 datations ^{14}C sur sédiments glaciolacustres ou deltaïques intercalés entre des niveaux de tills : 25630 ± 190 ($\beta 115017$) ; 21512 ± 70 ($\beta 133970$) ; 17430 ± 140 ($\beta 115016$)	*Multiples confluences et disjonctions des langues d'Arinsal et d'Ordino entre 25630 ± 190 ($\beta 115017$) et 17430 ± 140 ($\beta 115016$).	Turu i Michels, 2002.

Massif du Carlit	La Borde	1660	Paléolac proglaciaire en relation avec le complexe morainique terminal contemporain du Maximum Würmien	Nouveau sondage palynostratigraphique dans le même remplissage mais cette fois, le sondage est situé sur la rive droite de la Têt alors que celui de G. Jalut est localisé au centre de l'ombilic. Sondage de 4,3 m : argiles bleues glaciolacustres de 430 à 195 cm ; gyttja de 195 à 130 cm ; tourbe de 130 cm au sommet. Datation ^{14}C la plus basse à 160 cm : âge ^{14}C à 11530±250 (LGQ212) Reconnaissance de l' « Événement 15000 » à 390 cm de profondeur dans les argiles lacustres.		Reille & Lowe, 1993
	Le Racou	2000	Paléolac juxtaglaciaire barré par un cordon morainique contemporain d'un stade de déglaciation	8 sondages palynostatigraphiques, les plus profonds atteignent 60 m. Les sondages ne traversent pas de sédiment attestant la proximité d'un glacier. Datations ^{14}C AMS à 396,5-384 cm à la base du sondage C, âge à 10360±55 (Ly-1446 OXA) obtenu sur macroreste extrait d'un niveau à gyttja.	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement. En revanche une séquence pollinique continue du Dryas récent à l'Holocène riche en informations paléoenvironnementales.	Guiter et al., 2005
	Les Bassettes	1900		Sondage palynostratigraphique de 80 cm pas de datation ^{14}C		Reille & Lowe, 1993
	Balcère (Vallserra)	1764	Paléolac en bordure en bordure de l'actuel lac de Balcère, 5 km en arrière du Maximum Würmien	Sondage palynostratigraphique de 3,6 m : argile glaciolacustre de 360 à 340 cm ; gyttja de 360 à 210 cm ; argile bleue de 210 à 170 cm ; tourbe de 170 au sommet. Datation ^{14}C la plus basse à 300-340 cm dans la zone de transition entre les argiles glaciolacustres basales et la gyttja : âge ^{14}C à 13773±135 (Ly4800)	*Déglaciation largement avancée dès 13773±135 (Ly4800)	Reille & Lowe, 1993
	Les Sagnes	1670		Sondage palynostratigraphique de 1,7 m composé uniquement de tourbe amorphe. Datation ^{14}C la plus basse à 150-170 cm : âge ^{14}C à 11930±125 (Ly4804)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	Le Serre 1	1750		Sondage palynostratigraphique de 1,2 m composé uniquement de tourbe. Datation ^{14}C la plus basse à 105-120 cm : âge ^{14}C à 4340±130 (LGQ196)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	Le Serre 2	1750		Sondage palynostratigraphique de 1 m composé uniquement de tourbe. Datation ^{14}C la plus basse à 90-100 cm : âge ^{14}C à 7050±160 (LGQ194)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	Pinet 1	880		Sondage palynostratigraphique de 4,7 m composé uniquement de tourbe. Datation ^{14}C la plus basse à 400 cm : âge ^{14}C à 7950±140 (Ly4496)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	Pinet 2	880		Sondage palynostratigraphique de 5,8 m composé essentiellement de tourbe mais la base du sondage a touché un niveau argileux. Datation ^{14}C la plus basse à 400 cm dans de la tourbe : âge ^{14}C à 7170±120 (Ly4495)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	La	1330		Sondage palynostratigraphique de 3,6 m composé	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage	Reille & Lowe,

	Moulinasse 4			essentiellement de tourbe. Datation ^{14}C la plus basse à 320 cm : âge ^{14}C à 10815±290 (Ly4711)	donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	1993
	La Moulinasse 5	1330		Sondage palynostratigraphique de 3,62 m : limon organique de 362 à 335 cm ; tourbe de 335 cm au sommet. Datation ^{14}C sur fragment de bois piégé dans la tourbe à 275 cm : âge ^{14}C à 5590±170 (référence de la date non communiquée)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	La Moulinasse 6	1330		Sondage palynostratigraphique de 3,5 m composé essentiellement de tourbe. -Datation ^{14}C à 330 cm : âge ^{14}C à 12120±185 (Ly4713) -Datation ^{14}C à 320 cm : âge ^{14}C à 12810±160 (Ly4712)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	Fournas	1510		Sondage palynostratigraphique de 2,5 m composé essentiellement de tourbe mais la base du sondage a touché un niveau argileux. Datation ^{14}C la plus basse à 230 cm dans de la tourbe: âge ^{14}C à 4180±140 (LGQ223)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement.	Reille & Lowe, 1993
	Laurenti	1860		Sondage palynostratigraphique de 3,8 m : gyttja de 380 à 315 cm ; tourbe de 315 cm au sommet. Datation ^{14}C la plus basse à 320 cm dans gyttja : âge ^{14}C à 10610±300 (LGQ370)	Pas de séquence glaciolacustre dans ce sondage donc pas d'information utilisable en matière de chronologie des phases d'englacement	Reille & Lowe, 1993
Massif du Madrès	Gourg Nègre	2080		Sondage palynostratigraphique de 5,45 m : gyttja 545 à 340 cm ; tourbe amorphe de 340 à 105 cm ; tourbe fibreuse de 105 cm au sommet. Datation ^{14}C la plus basse à 480 cm dans gyttja à 9890±380 (LGQ365)	Le sondage n'a pas atteint la séquence glaciolacustre de la base du remplissage ; pas d'information sur la chronologie des phases d'englacement à partir de ce sondage.	Reille & Lowe, 1993

On a délibérément laissé les datations ^{14}C de ce tableau en âge ^{14}C BP. Cela permettra au lecteur d'appliquer la méthode de calibration de son choix. Dans ce travail, toutes les calibrations proposées sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des datations ^{14}C directement corrélables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka, cf. 1.2 du chapitre 6). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

3.3- Un modèle chronologique contesté

C. Turner & G.E. Hannon (1988) sont les premiers auteurs à avoir remis en question la chronologie présentée *supra*. Leur argumentation repose sur plusieurs points. Ils constatent que les datations ^{14}C obtenues sur certains sites ne sont pas cohérentes entre elles. Ils citent en particulier les trois âges situés à la base de la séquence de Freychinèdes. Ils s'étonnent en outre de la présence de certains taxons, *Quercus* en particulier, dans les niveaux datés par ^{14}C du Dryas récent et considèrent sur cette base (selon les auteurs *Quercus* arrive trop tôt) que les datations ^{14}C de cette colonne sont vieilles par effet « eau dure ». A propos de Biscaye, les auteurs signalent que les cortèges polliniques obtenus à la base du sondage présentent des évidences de remaniements de pollens plus anciens. « The assemblages (*Pinus* (70-90%) together with small amounts of pollen of grasses, other herbs and even thermophilous trees) must be interpreted as consisting overwhelmingly of reworked pollen from older peats and soils destroyed by glacial and periglacial processes », mais les auteurs ne précisent pas si cela concerne l'interstade de Biscaye ou l'interstade de Lourdes, voire les deux. La suspicion porte bien évidemment aussi sur les datations ^{14}C réalisées sur ces sédiments. Les auteurs signalent enfin que ce risque concerne tout particulièrement les datations réalisées sur sédiments pauvres en matières organiques et que cela concerne aussi les sites d'Estarres et de Barbazan. C'est à la suite de ce papier que J.M. Vilaplana et son équipe ont redaté les sédiments de Llestui et mis en évidence le risque de pollution lié à la présence dans un sédiment daté de carbone minéral issu du bassin versant (Bordonau et al., 1993 ; cf. section précédente).

Dans la même optique, M. Reille entreprend de nouveaux sondages dans les remplissages de Biscaye, Lourdes, Le Monge (Reille & Andrieu, 1995) mais aussi dans les Pyrénées orientales, à la Borde (Reille & Lowe, 1993). Or, seul le sondage de Lourdes 1 a livré une chronoséquence qui remet en cause les conclusions antérieures ; ceux réalisés à Biscaye, Lourdes 2 et au Monge n'ont pas livré de datation ^{14}C . Par contre sur Lourdes 1 trois datations ^{14}C sont intéressantes pour notre propos (cf Tabl. 3.1) car (i) la date la plus ancienne obtenue dans les argiles glaciolacustres bleues est à 20025 ^{14}C BP (soit 22486 à 21562 cal BP¹), (ii) la sédimentation glaciolacustre se maintient après 16675 ^{14}C BP (soit 20118 à 19575 cal BP¹) et avant 15460 ^{14}C BP (soit 19042 à 18622 cal BP¹), comme l'atteste la date la plus ancienne obtenue sur l'unité sus-jacent et qui est composée de gyttja. Si on reprend le raisonnement sur lesquels repose la chronologie élaborée versant nord, on peut déduire de cette chronoséquence basale un MEG Würmien antérieur à 20025 ^{14}C BP (soit 22486 à 21562 cal BP¹) et le maintien tardif de la glace sur le piémont de Lourdes, jusque vers 16675 ^{14}C BP (soit 20118 à 19575 cal BP¹). Vers 15460 ^{14}C BP en revanche (soit 19042 à 18622 cal. BP¹), le glacier s'est retiré à l'intérieur des vallées. Notons cependant que ces conclusions ne sont pas clairement formulées par les auteurs (Reille & Andrieu, 1995), qui axent leur discussion principalement sur l'histoire de la végétation et sur une revue critique des datations de Mardonne & Jalut (1983), très proche d'ailleurs de celle formulée par Turner & Hannon (1988). Reille & Andrieu (1995) envisagent que certains niveaux datés (790-740 cm dans la zone Bis 3 ressemblent à zone Bis 1) seraient contaminés par des remaniements de matière organique ; ils signalent en outre que la corrélation entre l'« interstade de Lourdes » et le « Danekamp interstadial » est fondée sur des datations qui ne sont pas acceptables et une analyse trop rapide du cortège pollinique. « This correlation is based on non-critical acceptance of radiocarbon dates and does not pay sufficient attention to the pollen analytical

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

results ». Un peu plus loin, ils concluent : « The Biscaye sequence of Mardones (1982) between 12,5 and 7,4 m is probably best assigned to the end of the Pleniglacial, i.e. after 25000 BP (Reille & Andrieu, 1995, p18).

L'ensemble de ces critiques ont été reprises et développées par Pallas et al., (2006). Les auteurs proposent en discussion une présentation théorique fort utile des trois types de risque de vieillissement avec lesquels il faut compter lorsqu'on utilise cette méthode de datation.

- Les risques effet « eau dure » et « *old carbon* » sont détectables à partir de l'examen de la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) ; une valeur supérieure à la valeur normale ($> -25\pm 3\text{‰}$) indique un risque effet « eau dure » dans le cas d'un échantillon AMS et/ou un risque de pollution par carbone minéral dans le cas d'un échantillon de sédiment (Bowman, 1990 ; Lowe & Walker, 1997).

- En revanche, le risque de vieillissement par remaniement de pollens ou de matière organique issue des dépôts plus anciens remobilisés depuis les versants proches du lac n'est détectable que grâce à un examen détaillé du cortège pollinique contenu dans le sédiment et sa comparaison avec une séquence palynologique fiablement datée.

Les auteurs rappellent que l'effet « eau dure » génère un vieillissement jusqu'à plusieurs centaines d'années (Andree et al., 1986 ; Moore et al., 1998), 1,5 ka maximum d'après Jalut et al. (1992), ce qui est tout à fait négligeable lorsqu'il s'agit de trancher entre un Maximum Würm récent ou Würm moyen ancien. Par contre, les vieillissements par effet « *old carbon* » et remaniement de pollen peuvent atteindre plusieurs millénaires, comme les travaux sur Llestui ont pu le montrer (Bordonau et al., 1993). En fait, l'importance du vieillissement dépend du rapport entre le carbone autochtone (c'est-à-dire le carbone organique contemporain du dépôt) et le carbone allochtone (c'est-à-dire le carbone minéral issu des roches du bassin versant comme par exemple des schistes graphiteux du Paléozoïque et/ou le carbone organique issu de dépôts remanié depuis les berges du lac et donc antérieur au dépôt qu'on souhaite dater). Le risque de vieillissement est bien évidemment maximum lorsque la quantité de carbone autochtone est faible ; or, la probabilité d'être dans cette situation est bien plus grande pour les périodes proches du maximum d'englacement que pendant les interstades (Pallas et al., 2006). Sur ces bases, les auteurs reprennent l'ensemble des données ^{14}C pyrénéennes situées dans le domaine recouvert par les paléoenglacements quaternaires (y compris ceux qui n'ont pas de relation directe ou indirecte avec la chronologie des paléoenglacements, cf. Tabl. 3.2) et signalent que les datations AMS fournissent les âges les plus fiables même si on ne peut pas exclure, pour ce type de données aussi, un risque de pollution par carbone organique remanié de sédiments plus ancien.

Nous ajouterons pour finir qu'en matière de datation ^{14}C , les questions de pollution ne sont pas systématiquement associées à un risque de vieillissement comme les discussions *supra* pourraient le laisser entendre. Il faut tenir compte aussi du risque de rajeunissement lié aux pollutions modernes de racines capables de pénétrer très profondément dans les remplissages sédimentaires. En effet, les traitements chimiques destinés à concentrer les pollens attaquent seulement la fraction minérale de l'échantillon ; c'est pourquoi le résidu issu d'un traitement chimique classique peut contenir, outre les pollens, des débris organiques de nature variée qui ne sont pas gênant si ces matériaux (stomates de conifères, micro fragments de bois) sont contemporains du dépôt que l'on souhaite dater mais qui vont vieillir le résultat s'ils sont remaniés de dépôts plus ancien (cf. *supra*). De plus, les concentrations polliniques

peuvent contenir des fragments de racines modernes qui elles vont rajeunir les résultats. Pour remédier à cela, la méthode Brown (1989) consiste à passer la concentration pollinique par une série de micro tamis de maille différentes afin de concentrer les grains de pollens d'une certaine taille et par conséquent éliminer de la concentration les micro fragments organiques qui ne sont pas des grains de pollen. Cependant, des travaux plus récents insistent sur la nécessité de trier soigneusement au microscope les culots de pollens même après plusieurs passages au tamis (Long et al, 1992 ; Mensing, 1999). Le travail consiste à prélever à la pipette les pollens les uns après les autres jusqu'à obtenir une quantité suffisante pour le passage à l'AMS (~ 1 mg de carbone). Long et al. (1992) évaluent le temps de triage devant le microscope à 15-20 heures pour chaque échantillon, Mensing (1999) à 4 heures seulement. Il semble qu'encore aucun auteur travaillant sur les Pyrénées ne se soit lancé dans l'entreprise... Seuls P. Gonzalès-Sampériz et al. (2006) citent les travaux de Brown (1989) ce qui laisse penser, bien que les auteurs ne le précisent pas clairement, que les concentrations de pollens de la séquence du Portalet ont été tamisées avant leur passage à l'AMS.

3.4- L'apport du nucléide cosmogénique ^{10}Be produit *in situ*

La revue des données ^{14}C proposée par Pallas et al., 2006 précède une série de datations par le cosmonucléide produit *in situ* ^{10}Be . Ces données ^{10}Be confirment les positions de Bordonau et al., (1993) car elles indiquent des âges autour de 20 ka pour le MEG Würm en Noguera Ribagorçana (Fig. 3.7 et Tabl. 3.5). Cette série de données permet également de situer avant $16,3 \pm 2,2$ ka ^{10}Be BP la disjonction des langues du Bessiberi et de Noguera Ribagorçana et avant $11,9 \pm 1,4$ ka ^{10}Be BP celle des langues des Mulleres et des Salenques. Enfin, une série stades glaciaires de progression-stationnement sont corrélés avec le Dryas récent (moraines de Santet : temps d'exposition moyen de $13,7 \pm 0,9$ ka ^{10}Be BP), voire l'Holocène (moraines des Mulleres : temps d'exposition moyen de $10,4 \pm 1,0$ ka ^{10}Be BP ; moraines de Pleta Naua : temps d'exposition moyen de $10,2 \pm 0,7$ ka ^{10}Be BP ; moraines de Llastres : temps d'exposition moyen de $10,1 \pm 0,6$ ka ^{10}Be BP). Ces données vont dans le sens d'un schéma chronologique radicalement différent de celui élaboré depuis le début des années 1980. Il est la première pièce d'un projet de datation, ou plutôt de redatation, des séquences glaciaires pyrénéennes dont on peut consulter les résultats dans la thèse de Doctorat d'A. Rodès Bolumburu (2008). Les données ^{10}Be présentées in Rodès Bolumburu (2008) sont sensiblement plus vieilles que celles publiées dans la revue *Quaternary Science Review* (Pallas et al., 2006), probablement parce que A. Rodès Bolumburu a appliqué une correction tenant compte d'un risque de pollution survenu au cours de la préparation chimique et mis en évidence à partir d'échantillons de contrôle (Rodès Bolumburu, 2008, p. 114). Notons que l'ensemble des données ^{10}Be issues de ces travaux ont été calculées sur la base du standard NIST ($T_{1/2} = 1,33$ Ma) et corrigées d'un facteur 1,14328 afin de retenir le standard ICN ($T_{1/2} = 1,52$ Ma). Deux autres vallées pyrénéennes sont explorées : le Gave de Pau et le Carol. Les figures 3.5, 3.6 et 3.7 synthétisent les résultats obtenus par A. Rodès Bolumburu (2008) sur ces trois vallées. Nous ne revenons pas sur la Noguera Ribagorçana car les données recalculées ne conduisent pas à des interprétations radicalement différentes.

Sur le Gave de Pau, sept échantillons sur blocs erratiques ont été prélevés sur le lobe le plus occidental du complexe morainique de Lourdes et sont donc associés au MEG Würmien. Sur les sept échantillons, cinq sont retenus et donnent un temps d'exposition moyen de $15,3 \pm 1,4$ ka ^{10}Be BP. Quatre échantillons sur blocs erratiques ont été prélevés sur le stade de déglaciation d'Aucun. Ce stade de déglaciation est postérieur à la disjonction des langues d'Arrens et d'Estaing, deux affluents de rive gauche du glacier principal du Pau qui s'avancait alors jusqu'en amont du paléolac de Lourdes comme le soulignent les moraines latérales de

Bergons et l'obturation juxtaglaciaire d'Argelès-Gazost (Fig. 3.5 et Tabl. 3.3). La moyenne de ces quatre échantillons est de $12,2 \pm 1,1$ ka ^{10}Be BP. Enfin, quatre échantillons sur blocs erratiques et un sur roche moutonnée sont associés au dernier stade de déglaciation de la vallée d'Estaing. Deux échantillons sur blocs erratiques sont considérés suspects et rejetés en raison d'un risque d'héritage d'exposition ; en effet, ces échantillons donnent des temps d'exposition plus long que ceux obtenus sur les cordons morainiques situés plus en aval. Les trois échantillons restants de la vallée d'Estaing donnent des temps d'exposition autour de 10 ka (Rodès Bolumburu, 2008, p.161). A partir de cette série de données ^{10}Be , les auteurs concluent (i) que le temps d'exposition moyen de $15,3 \pm 1,4$ ka obtenu sur le complexe morainique de Lourdes est probablement lié à des déchaussements tardifs de blocs erratiques de la masse morainique et/ou des rotations de blocs sur la pente du talus morainique (p.197), (ii) que le stade de déglaciation d'Aucun est antérieur à $12,2 \pm 1,1$ ka, (iii) que la vallée d'Estaing a porté jusqu'au début de l'Holocène de petits glaciers de vallée dont le front devait se tenir vers 1700 m d'altitude (Rodès Bolumburu, 2008, p.197 à 199).

Tabl. 3.3 : Données ^{10}Be obtenues sur le Gave de Pau
(Extrait de Rodès Bolumburu, 2008)

Sample	Long.	Lat.	Altitude	Production rate a	Horizon & enviromental correction	^{10}Be	^{10}Be age
	(° W)	(° N)	(m a.s.l.)	(atoms g ⁻¹ yr ⁻¹)	(%)	(10 ⁵ atoms g ⁻¹)	(ka)
<i>Pau valley (Ech)</i>							
ECH01	0.09	43.09	776	9.41 ± 0.55	98.9%	1.61 ± 0.27	17.2 ± 2.9
ECH02	0.09	43.09	778	9.28 ± 0.55	97.4%	4.90 ± 3.47	53.5 ± 37.9
ECH03	0.09	43.09	779	9.40 ± 0.55	98.5%	1.40 ± 0.26	15.0 ± 2.7
ECH04	0.09	43.09	781	9.39 ± 0.55	98.3%	1.36 ± 0.24	14.6 ± 2.5
ECH09	0.09	43.08	726	8.87 ± 0.52	97.5%	0.89 ± 0.13	10.0 ± 1.4
ECH10	0.09	43.08	744	9.00 ± 0.53	97.4%	0.30 ± 0.31	3.4 ± 3.4
ECH11	0.09	43.08	744	9.00 ± 0.53	97.4%	1.29 ± 0.26	14.4 ± 2.9
<i>Arrens valley</i>							
AUC01	0.18	42.97	865	10.03 ± 0.59	98.5%	1.08 ± 0.18	10.8 ± 1.8
AUC02	0.18	42.97	866	10.01 ± 0.59	98.3%	1.30 ± 0.23	13.0 ± 2.3
AUC03	0.18	42.97	856	9.93 ± 0.58	98.3%	1.25 ± 0.26	12.6 ± 2.6
AUC04	0.18	42.98	836	9.77 ± 0.57	98.3%	1.30 ± 0.21	13.4 ± 2.2
<i>Estaing valley</i>							
FLI01	0.23	42.86	1760	18.66 ± 1.10	98.3%	3.08 ± 0.52	16.6 ± 2.8
OLI01	0.23	42.86	1780	19.04 ± 1.12	98.7%	2.11 ± 0.52	11.1 ± 2.7
RLI01	0.23	42.85	1855	19.77 ± 1.16	97.4%	1.81 ± 0.19	9.2 ± 0.9
IHH01	0.24	42.84	2250	24.84 ± 1.46	98.4%	3.32 ± 0.44	13.4 ± 1.8
IHH02	0.24	42.84	2255	25.00 ± 1.47	98.7%	2.14 ± 0.29	8.6 ± 1.2

Table 4.3. Pau sample location information and ^{10}Be cosmogenic exposure ages. The value of the blank samples varies from $1,8 \cdot 10^{-14}$ to $1,9 \cdot 10^{-14}$ atoms of $^{10}\text{Be}/\text{Be}$. Uncertainties in concentration and ages are the quadratic sum of half of blank concentration uncertainty, measurement error and spectrometer standard error.

Fig. 3.5 : Position des données ^{10}Be obtenues sur le Gave de Pau
(Extrait de Rodes Bolumburu, 2008)

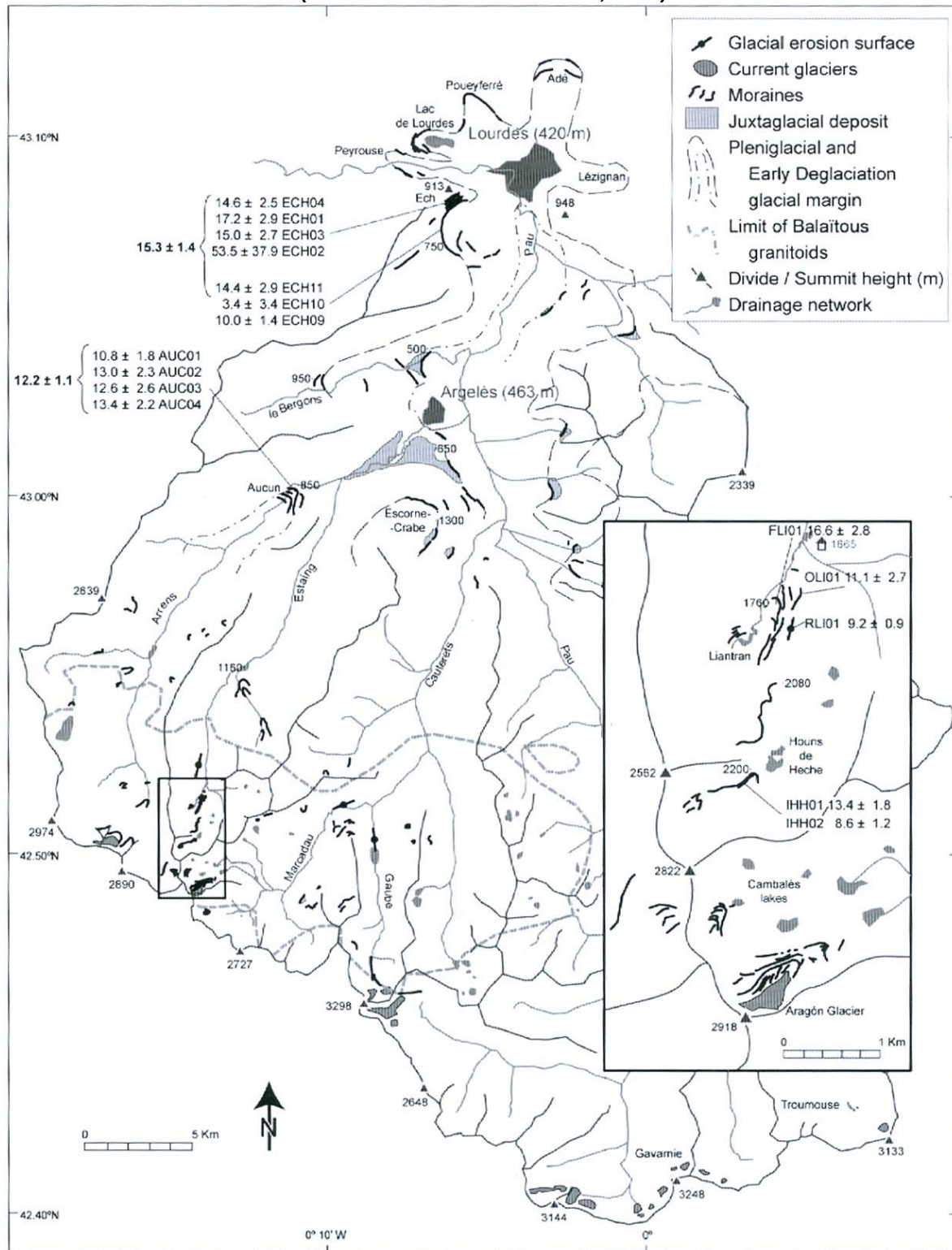


Fig. 4.10. (left) Geomorphological sketch map of the Pau Valley showing the main glacial features, ^{10}Be sampling sites, and selected surface exposure ages. Numbers correspond to ^{10}Be exposure ages in ka, corresponding to the numerical data presented in Table 4.3. Bold numbers are weighted means. ECH, Ech Moraines; AUC, Aucun Moraines; RLI, Liantran roche moutonnée; OLI, Outer Liantran Moraine; FLI, Liantran Frontal Moraine; IHH, Inner Houns de Heche Moraine.

Sur le Carol, sept échantillons sur blocs erratiques sont associés au MEG Würm, représenté dans cette vallée par la moraine d'Irivals (Fig. 3.6 et Tabl. 3.4). Sur ces sept échantillons, quatre donnent un temps d'exposition moyen de $15,3 \pm 1,2$ ka que les auteurs expliquent par des phénomènes tardifs d'érosion comparables à ceux mis en avant à propos de la moraine de Lourdes. Les trois autres échantillons associés au MEG Würmien d'Irivals ont été prélevés par nos soins et mis à disposition de l'équipe RISK NAT (Université de Barcelone) dans le cadre d'une collaboration entre les laboratoires RISK NAT, CEREGE et Médi-Terra. Ces trois échantillons (YRA19, YRA20 et YRA21) donnent un temps d'exposition moyen de $21,3 \pm 1,6$ ka que les auteurs interprètent directement en termes de chronologie du MEG Würm pour cette vallée. En arrière de la moraine d'Irivals, A. Rodès Bolumburu et son équipe ont prélevés 9 échantillons répartis sur quatre sites de roches moutonnées régulièrement échelonnés sur les 16 km de l'auge du Carol. Ces données ^{10}Be montrent des temps d'exposition cohérents entre eux et régulièrement décroissants vers l'amont puisque le verrou de Latour de Carol (3 km en amont de la moraine d'Irivals) montre une durée d'exposition de $18,8 \pm 2,6$ ka, le verrou QRS situé 5 km en amont de la moraine d'Irivals une durée d'exposition moyenne de $16,7 \pm 1,4$ ka, le verrou FUL situé 10 km en amont de la moraine d'Irivals une durée d'exposition moyenne de $16,4 \pm 1,9$ ka et au niveau de Porté Puymorens, le verrou CAS (~ 13 km en amont de la moraine d'Irivals) donne une durée d'exposition moyenne de $14,2 \pm 1,2$ ka. L'auteur extrait de cette série de données ^{10}Be sur verrous essentiellement trois points : (i) une confirmation du synchronisme entre le MEG Würm du Carol et le LGM, (ii) un âge antérieur à $16,4 \pm 1,9$ ka pour la disjonction entre le Carol et le Campcardós, (iii) un âge antérieur à $14,2 \pm 1,2$ ka pour la disjonction entre la langue de l'Orri et celle du Lanoux. Enfin dans la vallée du Campcardós, qui est un affluent de rive droite du Carol, deux échantillons sur verrou donnent un temps d'exposition moyen de $10,3 \pm 0,7$ ka et plus en amont quatre échantillons sur blocs erratiques donnent une durée moyenne d'exposition de $13,8 \pm 0,7$ ka. Dans la vallée de l'Orri, des stades de déglaciation très proches de ceux du Campcardós ont donné quatre données ^{10}Be sur blocs erratiques dont la moyenne est de $12,7 \pm 0,8$ ka. Sur cette base, l'auteur envisage une déglaciation diachrone des vallées du Campcardós et de l'Orri avec sur l'Orri la datation à $11,2 \pm 1,2$ ka d'un stade de progression stationnement cantonné aux cirques (temps d'exposition obtenu sur le cordon le plus interne de ce complexe morainique) alors que sur le Campcardós, la déglaciation de la vallée est achevée avant $13,8 \pm 0,7$ ka.

On retiendra pour le moment que l'ensemble des données ^{10}Be disponibles dans les Pyrénées indique un maximum d'extension glaciaire plutôt Würm récent et une déglaciation tardive, soit un schéma chronologique radicalement différents de celui élaboré depuis le début 1980 sur la base d'autres méthodes de datation.

Tabl. 3.4 : Données ^{10}Be obtenues sur la vallée du Carol
(Extrait de Rodes Bolumburu, 2008)

Sample	Long.	Lat.	Altitude	Production rate	Horizon & enviromental correction	^{10}Be	^{10}Be age
	(° E)	(° N)	(m a.s.l.)	(atoms g ⁻¹ yr ⁻¹)	(%)	(10 ⁵ atoms g ⁻¹)	(ka)
YRA03	1.86	42.47	1541	17.30 ± 1.02	97.0%	2.49 ± 0.32	14.9 ± 1.9
YRA05	1.88	42.46	1455	16.23 ± 0.95	97.9%	2.51 ± 2.51	15.9 ± 15.8
YRA06	1.89	42.46	1355	15.05 ± 0.89	97.8%	2.19 ± 0.35	15.0 ± 2.4
YRA19	1.89	42.46	1330	14.77 ± 0.87	99.5%	3.20 ± 0.38	21.9 ± 2.6
YRA20	1.89	42.46	1310	14.55 ± 0.86	99.5%	3.07 ± 0.47	21.3 ± 3.2
YRA21	1.89	42.46	1300	14.44 ± 0.85	99.5%	2.96 ± 0.38	20.7 ± 2.7
LAT01	1.88	42.47	1280	14.22 ± 0.84	96.8%	2.57 ± 0.36	18.8 ± 2.6
QRS01	1.86	42.48	1322	14.69 ± 0.86	96.1%	2.73 ± 0.55	19.5 ± 3.9
QRS02	1.86	42.48	1348	14.98 ± 0.88	94.1%	2.30 ± 0.27	16.4 ± 1.9
QRS03	1.86	42.48	1351	15.01 ± 0.88	95.1%	2.28 ± 0.36	16.0 ± 2.5
FUL01	1.83	42.51	1513	16.96 ± 1.00	93.3%	2.35 ± 0.38	14.9 ± 2.4
FUL03	1.82	42.51	1465	16.36 ± 0.96	91.2%	2.85 ± 0.48	19.2 ± 3.3
CAS01	1.82	42.54	1684	19.23 ± 1.13	95.6%	2.05 ± 0.22	11.2 ± 1.2
CAS02	1.82	42.54	1679	19.16 ± 1.13	94.8%	2.32 ± 0.30	12.8 ± 1.7
CAS03	1.82	42.54	1673	19.08 ± 1.12	94.4%	2.84 ± 0.32	15.8 ± 1.8
<i>L'Orri valley</i>							
CPM01	1.79	42.56	2042	24.79 ± 1.46	98.4%	3.61 ± 0.50	14.9 ± 2.1
CPM02	1.79	42.56	2041	24.78 ± 1.46	98.8%	3.34 ± 0.54	13.7 ± 2.2
CPM03	1.79	42.56	2035	24.67 ± 1.45	98.6%	3.62 ± 0.52	14.9 ± 2.2
CPM04	1.79	42.56	2033	24.64 ± 1.45	98.0%	2.69 ± 0.28	11.2 ± 1.2
LOR01	1.77	42.54	2347	30.47 ± 1.79	95.0%	3.36 ± 0.37	11.6 ± 1.3
LOR03	1.78	42.54	2280	29.14 ± 1.71	98.2%	3.45 ± 0.41	12.1 ± 1.4
LOR04	1.78	42.54	2276	29.07 ± 1.71	96.8%	3.08 ± 0.25	11.0 ± 0.9
LOR05	1.78	42.54	2276	29.07 ± 1.71	97.9%	3.54 ± 0.49	12.5 ± 1.7
<i>Campcardos valley</i>							
PEI01	1.77	42.51	2092	25.64 ± 1.51	92.6%	2.71 ± 0.27	11.5 ± 1.2
PEI02	1.77	42.51	2090	25.61 ± 1.51	93.1%	2.27 ± 0.21	9.5 ± 0.9
PBA01	1.73	42.51	2521	34.13 ± 2.01	94.3%	3.55 ± 0.64	11.1 ± 2.0
PBA02	1.73	42.51	2526	34.24 ± 2.01	95.5%	4.60 ± 0.31	14.1 ± 0.9
PBA03	1.73	42.51	2529	34.31 ± 2.02	95.3%	4.76 ± 0.46	14.6 ± 1.4
PBA04	1.73	42.51	2536	34.46 ± 2.03	94.1%	4.11 ± 0.38	12.7 ± 1.2

Table 4.2. (left) Querol Valley sample location information and ^{10}Be cosmogenic exposure ages*. The value of the blank samples varies from $1,16 \cdot 10^{-14}$ to $1,17 \cdot 10^{-14}$ atoms of $^{10}\text{Be}/\text{Be}$. Uncertainties in concentration and ages are the quadratic sum of half of blank concentration uncertainty, measurement error and spectrometer standard error.

* Samples YRA19 to YRA21 were sampled and processed by Magali Delmas, Marc Calvet (Université de Perpignan) and Regis Braucher (Université Aix-Marseille III).

**Fig. 3.6. : Position des données ^{10}Be obtenues sur la vallée du Carol
(Extrait de Rodes Bolumburu, 2008)**

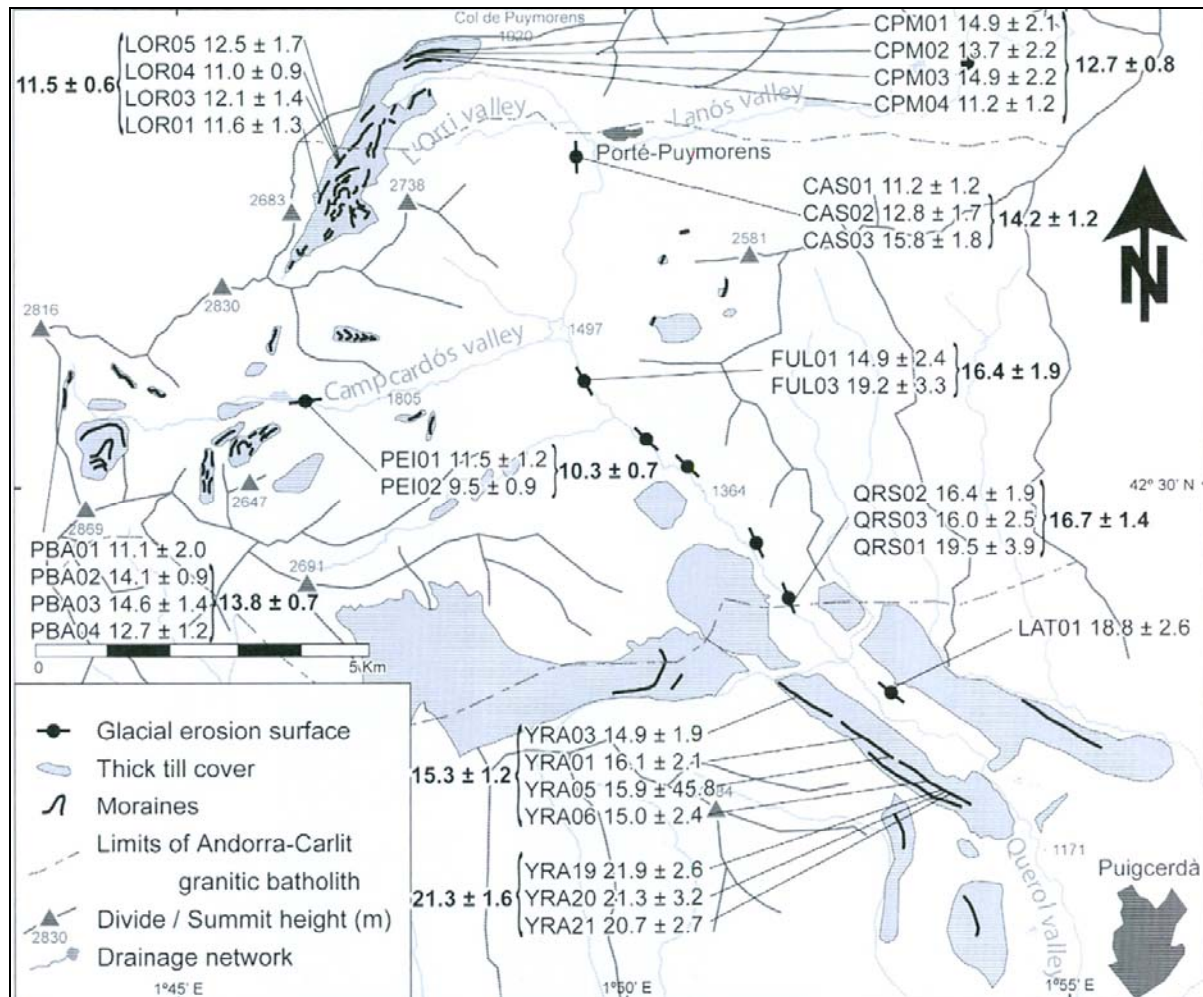


Fig. 4.6. (right) Geomorphological sketch map of the Querol Valley showing the main glacial features, ^{10}Be sampling sites, and selected surface exposure ages. Numbers correspond to ^{10}Be exposure ages in ka, corresponding to the numerical data presented in Table 4.2. Bold numbers are weighted means. YRA*, Yrvals Moraine; LAT, Latour de Carol roche moutonnée; QRS, Quers roches moutonnées; FUL, La Fullatera roches moutonnées; CAS, El Castell roches moutonnées; PEI, Peiraforca roche moutonnée; PBA, Portella Blanca d'Andorra Moraine; CPM, Col de Puymorens Moraine; LOR, L'Orri Moraine.

* Samples YRA19 to YRA21 were sampled and processed by Magali Delmas, Marc Calvet (Université de Perpignan) and Régis Braucher (Université Aix-Marseille III).

**Tabl. 3.5 : Données ^{10}Be obtenues sur la Noguera Ribagorçana
(Extrait de Rodes Bolumburu, 2008)**

Sample	Long.	Lat.	Altitude	Production rate	Horizon & enviromental correction	^{10}Be	^{10}Be age
	(° E)	(° N)	(m a.s.l.)	(atoms g ⁻¹ yr ⁻¹)	(%)	(10 ⁵ atoms g ⁻¹)	(ka)
<i>Noguera Ribagorzana, Llauset and Mulleres</i>							
STA01	0.71	42.47	1004	11.46 ± 0.67	99.4%	1.49 ± 0.21	13.1 ± 1.9
SMV01	0.72	42.49	993	11.37 ± 0.67	98.6%	0.73 ± 0.15	6.5 ± 1.4
TIN01	0.72	42.49	1301	14.43 ± 0.85	96.8%	3.13 ± 0.65	22.6 ± 4.7
ART01	0.76	42.55	1714	19.62 ± 1.15	97.6%	0.88 ± 0.20	4.6 ± 1.0
ART02	0.76	42.55	1717	19.66 ± 1.16	97.6%	3.77 ± 0.44	19.8 ± 2.3
ART03	0.76	42.55	1717	19.66 ± 1.16	97.6%	3.36 ± 0.76	17.6 ± 4.0
BLL03	0.72	42.56	1650	18.73 ± 1.10	97.8%	1.96 ± 0.99	10.7 ± 5.4
RLH01	0.76	42.60	1455	16.23 ± 0.95	94.3%	2.13 ± 0.54	14.0 ± 3.6
RLH02	0.76	42.58	1471	16.42 ± 0.97	95.0%	1.93 ± 0.25	12.4 ± 1.6
IST01	0.77	42.61	1565	17.61 ± 1.04	90.7%	2.43 ± 0.23	15.3 ± 1.4
IST02	0.77	42.61	1565	17.61 ± 1.04	91.9%	2.10 ± 0.25	13.0 ± 1.6
IST03	0.77	42.61	1565	17.61 ± 1.04	91.9%	2.76 ± 0.47	17.1 ± 2.9
HOS03	0.77	42.63	1636	18.56 ± 1.09	94.9%	4.70 ± 0.45	26.9 ± 2.5
MUL01	0.75	42.63	1722	19.76 ± 1.16	94.6%	2.05 ± 0.35	11.0 ± 1.9
MUL04	0.75	42.63	1721	19.74 ± 1.16	93.9%	2.04 ± 0.23	11.0 ± 1.3
<i>Pleta Naua</i>							
OPN01	0.74	42.64	2217	27.95 ± 1.64	95.4%	2.98 ± 0.30	11.2 ± 1.1
OPN02	0.74	42.64	2197	27.57 ± 1.62	95.8%	2.81 ± 0.39	10.7 ± 1.5
OPN03	0.74	42.64	2195	27.53 ± 1.62	95.8%	2.80 ± 0.28	10.6 ± 1.1
IPN01	0.74	42.64	2384	31.25 ± 1.84	88.8%	1.30 ± 0.20	4.7 ± 0.7
IPN02	0.74	42.64	2378	31.13 ± 1.83	88.8%	3.28 ± 0.46	11.9 ± 1.7
<i>Besiberri</i>							
OBS01	0.79	42.60	1998	24.03 ± 1.41	95.4%	3.96 ± 0.53	17.3 ± 2.3
BES01	0.81	42.60	2137	26.45 ± 1.56	92.6%	3.28 ± 0.40	13.4 ± 1.6
LDB01	0.82	42.61	2712	38.60 ± 2.27	93.7%	3.80 ± 0.38	10.5 ± 1.1
LDB02	0.82	42.61	2720	38.79 ± 2.28	93.7%	3.90 ± 0.35	10.8 ± 1.0
LDB03	0.82	42.61	2723	38.86 ± 2.29	90.5%	3.76 ± 0.36	10.7 ± 1.0

Table 4.1. Noguera Ribagorzana sample location information and ^{10}Be cosmogenic exposure ages. The value of the blank samples varies from $1,14 \cdot 10^{-14}$ to $1,16 \cdot 10^{-14}$ atoms of $^{10}\text{Be}/\text{Be}$. Uncertainties in concentration and ages are the quadratic sum of half of blank concentration uncertainty, measurement error and spectrometer standard error.

**Fig. 3.7. : Position des données ^{10}Be obtenues sur la Noguera Ribagorçana
(Extrait de Rodes Bolumburu, 2008)**

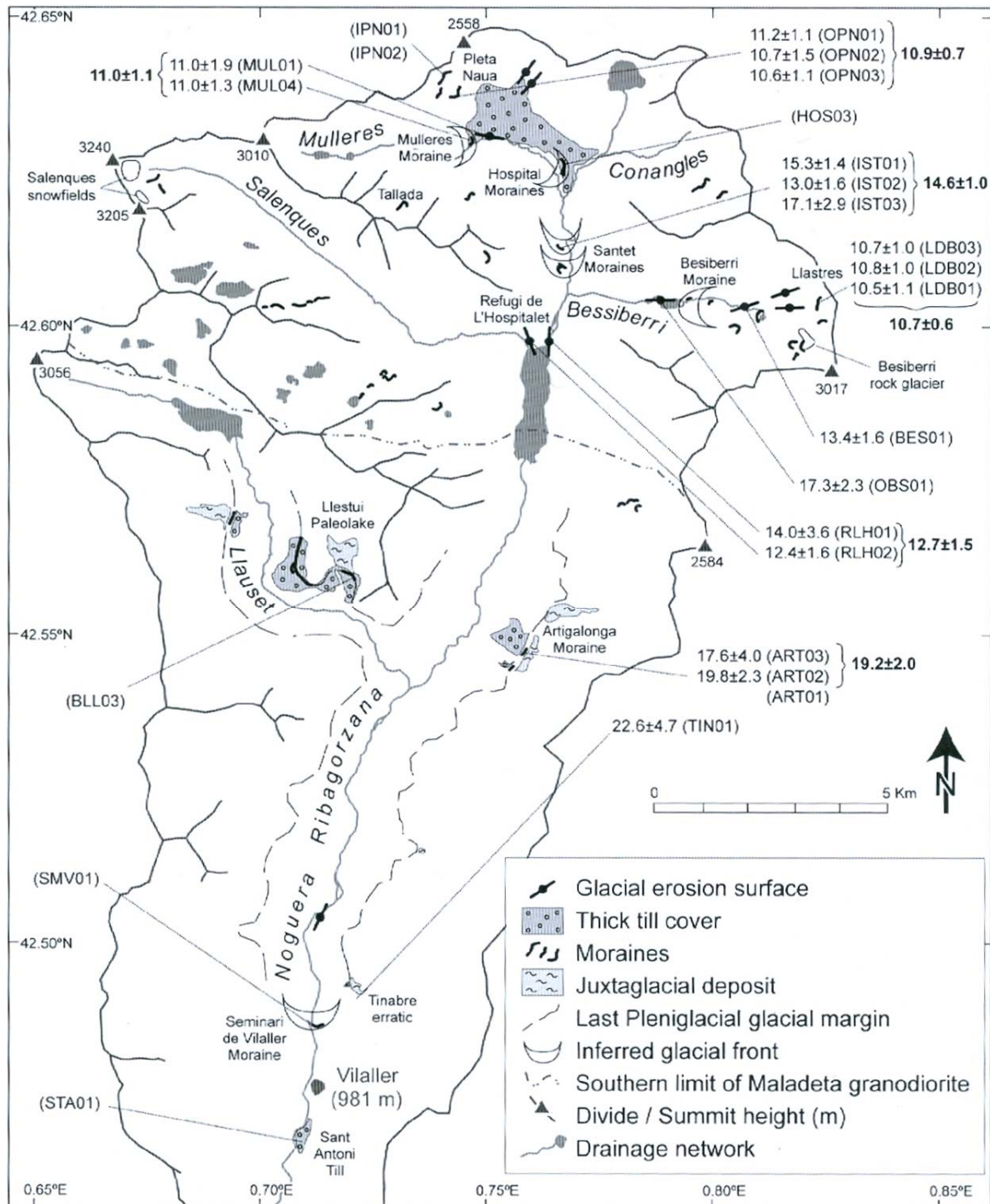


Fig. 4.2. (left) Geomorphological sketch map of the Noguera Ribagorçana Valley showing the main glacial features, ^{10}Be sampling sites, and selected surface exposure ages. Numbers correspond to ^{10}Be exposure ages in ka, corresponding to the numerical data presented in Table 4.1. Bold numbers are weighted means. LDB, Llastres de Bessiberri; BES, Bessiberri roche moutonnée; OBS, Outest Bessiberri roche moutonnée; IPN, Inner Pleta Naua moraine; OPN, Outer Pleta Naua moraine; MUL, Mulleres moraine and roche moutonnée; HOS, Hospital Moraine; IST, Inner Santet Moraine; RLH, Refugi de l'Hospitalet roches moutonnées; BLL, Bordes de Llestui Moraine; ART, Artigalonga-Llestui moraine system; TIN, Tinabre erratic; SMV, Seminari de Vilaller Moraine; STA, Sant Antoni till.

Conclusion et perspectives de recherche

Cette synthèse bibliographique montre bien que l'axe de recherche centré sur la chronologie des phases d'englacement que nous allons développer tout au long de la deuxième partie de l'ouvrage n'est pas seulement une pièce nécessaire au volet géomorphologique de l'étude. Il y a là un sujet de recherche à part entière abordé par des chercheurs issus de disciplines variées. Reste à préciser maintenant, en guise de conclusion, les contours et problématiques de notre propre contribution ; elle porte sur les bassins glaciaires de l'Ariège, du Carol ainsi que sur la marge sud-est du massif du Carlit. Deux échelles de temps sont envisagées.

** Chronologie relative et chronologie absolue des cycles glaciaires quaternaires*

A l'échelle du Quaternaire, la chronologie relative des différentes générations de dépôts morainiques est clairement établie pour les bassins glaciaires localisés sur la façade méridionale du domaine d'étude (Calvet, 1985 ; 1996 ; 1998 ; 2004). Par contre, en Ariège, l'analyse de l'état d'altération et du degré d'évolution des sols réalisée par J. Hubschman (1975 ; 1984) porte fondamentalement sur les nappes alluviales et fluvioglaciaires de l'avant-pays tandis que l'analyse et la cartographie des dépôts morainiques ainsi que leur raccord avec les terrasses fluvioglaciaires ne sont jamais précisément étudiés. En fait, J. Hubschman (1984) reprend en l'état les propositions de F. Taillefer (1985) en matière de chronologie des dépôts glaciaires. La figure 3.2 montre que ce dernier situe à Garrabet le MEG Würm tandis que les dépôts morainiques situés en avant du vallum de Garrabet (« Maximum apparent » ou « phase de Foix ») sont attribués au Riss. Or, ces attributions chronologiques ne reposent sur aucune description détaillée de l'état d'altération des dépôts morainiques et résultent manifestement d'une simple analogie au modèle alpin où, en effet, les moraines en position internes sont würmiennes et, celles en position externe, rissiennes. Il a donc été nécessaire de reprendre intégralement la cartographie des dépôts glaciaires ariégeois en étant particulièrement attentifs aux faciès afin de distinguer plus clairement les emprises glaciaire würmienne et pré-würmienne. Cela fait l'objet de la section 1 du chapitre 5. On pourra aussi se reporter à la section 1.1 du chapitre 4 pour une présentation des méthodes de différenciation des dépôts würmiens et pré-würmiens.

En matière de datation absolue des phases d'englacement quaternaires, on dispose en Ariège des données Th-U du remplissage karstique de Niaux-Sabart-Lombrives (Soriaux, 1981 ; 1982 ; Bakalowicz et al., 1984). Par contre, aucune tentative de datation absolue des différentes générations de dépôts morainiques n'a été entreprise sur les complexes terminaux de Cerdagne et de Capcir. Dans le cadre de ce travail, il nous a semblé important de chercher à corréliser avec les stades isotopiques marins les deux ou trois générations de moraines qui se sont avancées le plus loin car il y a là un moyen de préciser combien de cycles glaciaires quaternaires se sont traduits par une emprise spatiale majeure et, par comparaison avec un référentiel paléoclimatique global, combien ont eu une emprise spatiale relativement limitée, plus limitée au moins que celle atteinte par le glacier würmien. En Cerdagne, où trois générations de dépôts morainiques sont parfaitement préservés et raccordés aux nappes fluvioglaciaires, M. Calvet (1985 ; 1996 ; 1998 ; 2004) propose de corréliser la génération M2 au stade isotopique marin 6 car M2 est topographiquement raccordé à la terrasse T2 qui est immédiatement antérieure à l'Eémien. La génération M3 occupe, quant à elle, une position plus reculée dans le Quaternaire comme le montre le passage latéral des tills à la nappe fluvioglaciaire T4 (coupe d'Ur, p. 874 in Calvet, 1996). En outre, cette génération de dépôts

jalonne une emprise spatiale sensiblement plus étendue que les générations postérieures. Alors que les dépôts M1 et M2 sont distants seulement de 500 à 700 m, M3 s'avance environ 2 km en aval du MEG Würm. Compte tenu de cela, l'auteur propose de corréler la génération M3 au stade 16 car le caractère prononcé de ce pic sur les courbes isotopiques suggère un refroidissement particulièrement drastique et prolongé. L'absence sur le piémont de Cerdagne de dépôts raccordé aux nappes T3 est mise sur le compte d'un faible développement des glaciers montagnards durant le Quaternaire moyen. Cette vision s'accorde bien avec l'image d'un Quaternaire moyen relativement sec que les nombreuses traces de glacioplanation, d'éolisation et d'encroûtement laissent entrevoir.

Cependant, ces arguments géomorphologiques restent relatifs ; c'est pourquoi, dans ce travail, nous tentons de préciser la chronologie absolue de trois générations de dépôts mises en évidence en Cerdagne. Des tentatives analogues ont été conduites sur le bassin glaciaire ariégeois (cf. Chapitre 6, section 3).

*** *Chronologie relative et chronologie absolue du cycle glaciaire würmien***

En ce qui concerne la chronologie relative des séquences würmiennes, la position du MEG Würm est fixée dans les bassins glaciaires méridionaux et orientaux mais elle demande à être précisée en Ariège où les dépôts würmiens et pré-würmiens ne sont pas différenciés sur la base de critères altérologiques (cf. *supra*). La chronologie relative des stades de déglaciation est, quant à elle, intégralement reprise. Deux zones sont privilégiées : (i) La marge sud-est du massif du Carlit où l'étonnante préservation des dépôts morainiques permet de proposer un scénario détaillé de la déglaciation würmienne. (ii) En Ariège, la reconstitution des stades de déglaciation repose sur les dépôts situés aux environs du bassin de Tarascon, d'une part, et dans le secteur d'Ax-les-Thermes d'autre part (cf. Chapitre 5).

En matière de datation absolue, les tableaux 3.1 et 3.2 montrent que les données chronologiques disponibles à l'est de la chaîne sont très ponctuelles et renseignent le plus souvent de manière très indirecte les stades d'englacement (MEG Würm ou stade de déglaciation). C'est le cas de l'âge à 19 ka sur le plancher stalagmitique de Niaux (Soriaux, 1981 ; 1982 ; Bakalowicz et al., 1984) qui date la déglaciation des auges voisines de l'Ariège et du Vicdessos sans permettre de préciser la position exacte des fronts glaciaires à cette date. C'est aussi le cas à Freychinèdes où les âges autour de 20-22 ka de la base du sondage confirment la précocité de la déglaciation mais la position des fronts glaciaires autour de 20-22 ka reste inconnue. Par contre après 13 ka ¹⁴C BP (soit 16589 à 15769 cal BP¹), l'arrêt des apports détritiques riches en sillimanite montre que la langue de glace engagée dans la vallée de Suc a disparue et que la glace est désormais cantonnée aux cirques (Jalut et al., 1982). De même sur la Têt, les âges à 20 ka cal. BP obtenus sur la tourbe fossile de la Grave-amont montrent que la glace est alors cantonnée aux cirques les plus élevés du massif (Delmas, 2005). Compte tenu de ces quelques informations, plusieurs questions restent à résoudre en matière de chronologie du cycle glaciaire würmien à l'est de la chaîne. Une attention particulière est portée sur l'âge du MEG : est-il plutôt Würm moyen-ancien et donc asynchrone avec le LGM et le MIS 2 comme le suggèrent un grand nombre de travaux (voir sections 3.1 et 3.2 de ce chapitre) ou plutôt Würm récent et donc synchrone avec le maximum d'englacement mondial ? De cela dépend la chronologie de la déglaciation : un MEG Würm contemporain du LGM-MIS 2 est-il compatible avec une déglaciation extrêmement précoce

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

comme cela a pu être observé à Freychinèdes et à la Grave-amont ? Si au contraire le MEG est Würm moyen-ancien, quel a été l'impact du LGM-MIS 2 sur les paléoenglacement à l'est de la chaîne ? Dans tous les cas, quel a été l'impact des coups de froid tardiglaciaires sur l'emprise spatiale des paléoenglacement ? Un néoenglacement tardiglaciaire voire holocène est-il envisageable dans le tronçon oriental de la chaîne ? Autant de questions auxquelles nous tentons d'apporter quelques éléments de réponse (cf. Chapitre 6).

Chapitre 4 : Méthodes de reconstitution des stades d'englacement : des chronologies relatives aux chronologies absolues

Introduction

Comprendre le fonctionnement d'un système glaciaire passe nécessairement par une reconstitution de son emprise spatiale et de ses variations au fil du temps. La démarche empruntée est inductive ; elle repose sur l'observation, l'enquête de terrain, la cartographie des dépôts et l'élaboration d'une chronologie relative. Mais, pour quantifier l'efficacité du système d'érosion et en saisir ses rythmes, il faut pouvoir préciser la durée des phases d'activité érosive, d'où la nécessité de fixer sur un calendrier absolu les chronologies relatives préalablement identifiées. Nous présentons ici les méthodes mises en œuvre pour élaborer nos chronologies relatives et les transformer en chronologies absolues.

1- Cartographier les séquences de forme et reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements

L'est des Pyrénées a fait l'objet depuis le début du 20^e siècle d'une série de travaux d'inventaire des formations glaciaires. Une cartographie des complexes morainiques terminaux würmiens et pré-würmiens est disponible pour l'ensemble des bassins glaciaires de la façade méridionale du domaine d'étude (Viers, 1961, 1963, 1968, Gourinard, 1971, Calvet, 1996 p 827, 828, 829 et planches hors-texte) ; elle est particulièrement détaillée sur le Carol et l'Angoustrine où les raccords entre dépôts morainiques et fluvioglaciaires sont parfaitement préservés (Fig. 3.3). En revanche en Ariège, nous avons été amenés à redéfinir la position maximale atteinte par le glacier würmien et celle atteinte par le ou les glaciers pré-würmiens. La cartographie des stades de déglaciation würmiens était quant à elle fort peu avancée sur la façade méridionale comme en Ariège. Signalons cependant que la carte du glaciaire au 1/50 000 (feuille Mont-Louis) de G. Viers (1968) a procuré une base d'information importante pour la marge sud-est du massif du Carlit. En Ariège, les travaux de A. Bertrant (1963) sur le val d'Ariège, entre Ax-les-Thermes et Tarascon, et de F. Taillefer (1959, 1960, 1963, 1973, 1977, 1985) sur l'ensemble de la vallée ont permis de cibler les zones d'observation et de gagner un temps précieux.

Ma propre contribution en matière de cartographie de terrain porte sur les stades de déglaciation des émissaires glaciaires (Angoustrine, Têt, Aude, Lladure-Balcère, Galbe) situés sur la marge sud-est du massif du Carlit. La cartographie de cette zone a été réalisée en 1998 (Delmas, 1998) et entre 2000 et 2002 dans le cadre de la publication de la carte géologique au 1 :50 000^e de Mont-Louis (Autran et al., sous presse). Les levées de terrain sur le bassin de l'Ariège ont été réalisées dans le cadre de ce travail, courant 2005 et 2006 pour l'essentiel.

Compte tenu de sa superficie (1300 km²), l'intégralité du bassin glaciaire n'a pas été explorée. La cartographie porte en priorité sur le tronçon aval car les séquences de formes et de dépôts y sont plus riches et mieux préservées. En Ariège comme sur le Carlit ; les levées de terrain ont été réalisées au 1/25 000^e et complétées par l'observation des photographies aériennes (Mission IGN 1995-FD-66/250, et géoportail de l'IGN). Les observations ont été synthétisées sur un fond au 1/50 000 et livrées sous forme de carte morphologique à la même échelle (cf. Fig. 5.1 pour consulter le tableau d'assemblage). Signalons qu'en Ariège, les photographies aériennes n'offrent pas de bonnes conditions d'observation des dépôts glaciaires soit en raison de la couverture végétale relativement dense dans l'étage montagnard, soit parce qu'il n'est pas possible de différencier sur photographie aérienne les placages morainiques des feutrages d'arène et des blocs autochtones dans les secteurs de roches granito-gneissiques. Sur le terrain en revanche, les gneiss du massif de l'Aston, les granites acides d'Ax-les-Thermes et les granites clairs de Bassiès ont procuré des marqueurs efficaces pour distinguer les blocs erratiques allochtones des blocs issus de l'altération du substrat, en particulier sur les affleurements de migmatites gneissiques très étendus du massif de Tabe et de l'Arize. Sur le massif du Carlit, les cornéennes de la ligne de crête sommitale ont joué ce rôle de marqueur.

1.1- Distinguer les dépôts würmiens et pré-würmiens

La distinction entre les différentes générations de dépôts morainiques et/ou fluvioglaciaires réalisée par J. Hubschman (1975) et M. Calvet (1996) repose sur toute une gamme de critères pédologiques, granulométriques, minéralogique et chimiques. Nous avons retenu de ces travaux un certain nombre de critères faciles à mettre en œuvre sur le terrain et néanmoins efficaces (Fig. 4.1).

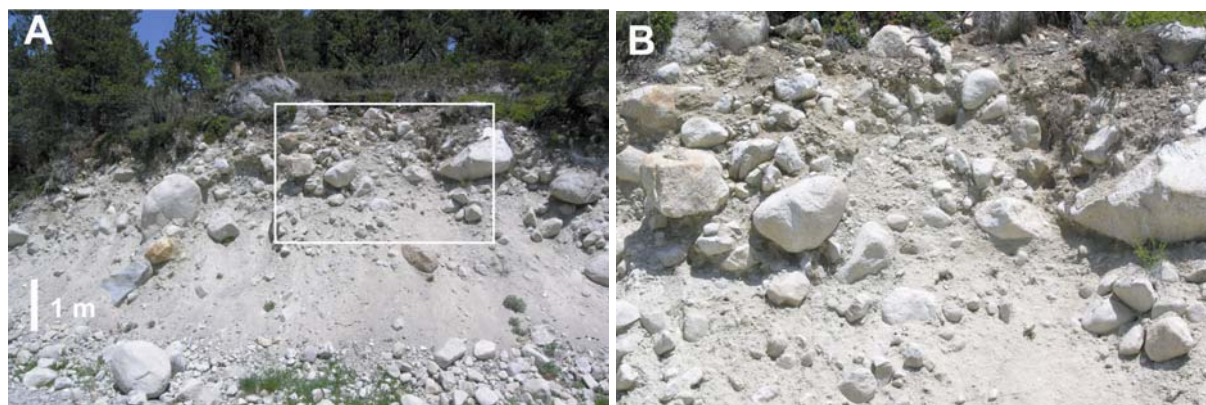
**** La couleur et la texture des matrices***

Les dépôts würmiens sont de teinte claire, grise ou beige, et les matrices sablo-limoneuses. Les dépôts pré-würmiens sont en général plus colorés, ocre-rouille, et plus riches en fines. Néanmoins, ce dernier critère est très relatif car dépendant de l'abondance initiale en farine glaciaire. Il est surtout utile dans les faciès de till d'ablation initialement caractérisés par des matrices sableuses partiellement lavées.

**** Le degré d'altération galets de granitoïdes***

Le degré d'altération des galets de granite est apprécié par leur résistance au marteau sur une échelle à quatre degrés (sains, fragiles, friables, fantômes arénisés) et pour les éléments de taille décimétrique (< 30 cm en règle générale). Les moraines pré-würmiennes renferment seulement 5 à 20 % de galets sains et 20 à 40 % de galets arénisés en totalité alors que les moraines würmiennes ont en général 50 % de galets sains, le reste fragile et de rares galets friables ou arénisés. Pour les blocs métriques, les moraines pré-würmiennes montrent systématiquement des arénisations périphériques en écailles, voire à cœur pour les dépôts les plus anciens (Calvet, 1996, p 884). L'auteur précise que ces paramètres établis sur le versant méditerranéen sec de la chaîne ne sont pas exactement transposables sur le versant ariégeois beaucoup plus humide. Cependant, l'examen des étagements de terrasse proglaciaire vers Pamiers permet de retrouver une hiérarchie similaire des altérations. Dans le niveau würmien T1, les galets de granite arénisés restent minoritaires et la matrice profonde sableuse et grisâtre (Fig. 5.18-C et D).

Fig. 4.1 : Etat d'altération des tills würmien et pré-würmiens du Carlit



A – Till würmien localisé sur le complexe terminal du glacier de la Têt. Noter la teinte claire, grise ou beige, et la texture sablo-limoneuses de la matrice ainsi que le caractère parfaitement sain des blocs et galets de granite.

B- Détail photo A



C – Till pré-würmien localisé sur le complexe terminal du Galbe. Noter la teinte ocre de la matrice et l'altération sphéroïdale du bloc erratique.



D – Till pré-würmien localisé sur le complexe terminal d'Angoustrine.

E – Détail photo D. Noter l'altération à cœur des blocs erratiques de taille métrique pris dans la matrice morainique (point tillés blancs).

Ces critères sont adaptés à des placages morainiques composés de blocs et galets emballés dans une matrice fine. Or, en Ariège, les dépôts regroupés par F. Taillefer (1985) dans la « phase d'expansion maximale » sont localement représentés par des blocs morainiques épars, directement posés sur le substrat. L'origine morainique de ces blocs est incontestable lorsqu'il s'agit de gneiss ou de granites œillés issus de l'Aston et qu'on les rencontre sur substrat de migmatite ou *a fortiori* sur substrat sédimentaire. Ces blocs isolés peuvent résulter d'un lavage de la matrice morainique et/ou d'une invasion temporaire de la glace sur la marge glaciaire ; une invasion suffisamment rapide pour ne pas avoir construit de cordon morainique de taille significative. Dans ce cas, la distinction entre les emprises würmienne et pré-würmienne est plus délicate mais, dans un certain nombre de cas, le fort degré de corrosion de surface voire le quasi démantèlement des blocs permet de les attribuer incontestablement à une génération pré-würmienne (Fig. 5.22 et 5.25).

1.2- Distinguer les différents stades d'englacement würmiens

L'emprise MEG Würm est relativement facile à définir car elle correspond à l'extension maximale des dépôts morainiques non altérés. Cette emprise n'est pas systématiquement soulignée par des formes construites ; elle peut ponctuellement être jalonnée par de banals placages de tills ou, parfois, des blocs isolés posés sur le substrat (cf. *supra*). L'emprise spatiale des différents stades de déglaciation est par contre plus difficile à reconstituer car les formations contemporaines du MEG Würm et des stades de déglaciation présentent un état d'altération tout à fait comparable. Aussi, la distinction entre les stades d'englacement würmiens repose exclusivement sur des critères géométriques.

1.2.1- Les marqueurs morphologiques et sédimentaires des stades de déglaciation

Alors que pour le MEG Würm à peu près tous les indices de tills sont utilisables, à condition qu'ils montrent un faible degré d'altération, pour les stades de déglaciation, seules les constructions morainiques frontales ou latérales et les dépôts de marge juxtaglaciaire ont un intérêt sur le plan paléogéographique (Campy & Macaire, 2003 ; Benn & Evans, 1998). En effet, ces accumulations jalonnent des stades de stationnement et/ou de progression glaciaire suffisamment durables pour que le glacier ait eu le temps d'édifier des constructions sédimentaires conséquentes.

*** Les constructions morainiques latérales et frontales**

Elles sont constituées de matériaux qui ont transités dans la masse de glace avant de se déposer sur la marge glaciaire, là où la glace fond (till d'ablation), mais aussi de matériaux qui ont transité à la surface du glacier (*supraglacial till*) avant de glisser sur la marge frontale ou latérale et nourrir l'accumulation morainique. Les moraines latérales, en particulier, peuvent aussi contenir des blocs directement issus des versants supraglaciaires. Cette diversité des provenances donne à ces dépôts un faciès assez caractéristique. Les matrices sont moins compactes et plus pauvres en fines que celle des tills de fond (*lodgement till*) ; elles sont par conséquent relativement meubles et sensibles au ruissellement. Des éléments anguleux, tills supraglaciaires ou blocs directement issus des versants, peuvent être mêlés aux blocs et galets émoussés et striés qui constituent la fraction grossière. Bien que ces matériaux morainiques soient le plus souvent caractérisés par un dispositif en vrac, ils peuvent présenter localement des dispositifs stratifiés, surtout sur les moraines en position latérales qui sont plus abondamment nourries en matériaux anguleux issus des versants supraglaciaires que les moraines frontales.

On distingue classiquement trois types de constructions morainiques (Benn & Evans, 1998) : les moraines de poussée (*push moraines*) qui traduisent un stade de progression glaciaire, les moraines de compression (*squeeze moraines*) qui traduisent des fluctuations mineures de la marge glaciaire et les moraines d'accumulation (*dump moraines*) qui traduisent des fluctuations plus amples d'une marge glaciaire. Mais, compte tenu des mauvaises conditions d'observation que nous avons rencontrées sur le terrain, y compris sur le Carlit où pourtant les dépôts sont particulièrement bien préservés, nous nous contenterons de parler de **moraine de progression-stationnement**. Certains cordons frontaux de petite taille, une dizaine de mètres de haut, et au profil en travers relativement dissymétrique pourraient être interprétés comme des moraines de poussée contemporaines de stades de progression glaciaire mais comme nous n'avons pu observer aucune figure de poussée, faute de coupes, nous préférons nous contenter de ce terme générique.

Par contre, nous avons pu vérifier que la forme de ces constructions morainiques est largement dépendante de la topographie du lit glaciaire (Vivian, 1975). Lorsqu'un glacier s'avance sur une topographie plane et n'est pas contraint par le profil des versants alentours, de belles rides morainiques sont susceptibles de se façonner sur les marges frontales et latérales du glacier (cas sur les plateaux du Carlit) tandis que lorsque le glacier est canalisé par les versants d'auge (cas de l'Ariège), ce ne sont pas des cordons morainiques mais plutôt des replats de versant qui sont construits en position latérale. En outre, ce cas de figure est moins favorable à l'édification de puissants vallums frontaux car les eaux de fonte, elles aussi canalisées par la vallée, ont plus tendance à redistribuer les sédiments vers les nappes fluvioglaciaires qu'à les laisser s'accumuler dans la moraine frontale, et ce dans des proportions d'autant plus grandes que la vallée est étroite et les eaux de fonte abondantes.

*** Les dépôts de marge juxtaglaciaire**

Les **remplissages d'obturation latérale** sont souvent composés de dépôts glaciolacustres passant latéralement à des dépôts fluviaux et deltaïques. Les dépôts glaciolacustres traduisent l'existence d'un paléolac de barrage morainique installé à l'extrémité aval d'une vallée affluente non englacée. Les dépôts fluviodeltaïques illustrent le colmatage progressif du paléolac par les écoulements issus de l'amont. Le colmatage peut être de nature fluvioglaciaire, et relativement rapide, si la vallée affluente porte en amont des glaciers locaux. Il sera plus banalement fluvial si la vallée affluente est totalement déglacée. Dans certains cas, les argiles glaciolacustres sont surmontées à l'aval par des tills ; cela traduit un barrage lacustre contemporain d'une phase de progression glaciaire. Dans un premier temps, l'étendue du paléolac croît en même temps que l'épaisseur du glacier dans la vallée principale puis le lobe de glace diffuente s'avance dans la vallée affluente et vient surmonter les argiles glaciolacustres.

Les **terrasses de kame** sont constituées de matériaux fluvioglaciaires déposés par des torrents d'eaux de fonte localisés sur la marge glaciaire latérale, entre la langue de glace et le versant de la vallée. Faute de coupes, il n'est pas toujours facile de les distinguer de simples banquettes morainiques.

**** De la forme construite à la notion de stade de déglaciation***

Toutes les formes construites situées en retrait par rapport aux jalons morainiques MEG Würm n'ont pas signification de stade de déglaciation. En effet, il arrive fréquemment que les conditions topographiques locales favorisent ici le déboitement des formes construites en cordons ou banquettes multiples alors que vers l'aval ou vers l'amont, les constructions morainiques se télescopent en une seule et même unité. Dans ce travail, nous réservons le terme de **stade d'englacement**, qu'il s'agisse d'un stade de déglaciation, du stade MEG Würm ou d'un stade pré-würmien, à une étape de la chronologie relative des paléoenglacements quaternaires, étape pour laquelle on arrive à reconstituer, avec une précision certes inégale, l'emprise spatiale du domaine alors englacé. Reste à préciser sur quels critères on passe de la cartographie des formes construites préservées sur les versants et dans le fond des auges à la définition de stades d'englacement jalonnant, à l'échelle du bassin glaciaire voire de l'ensemble du domaine d'étude, les étapes de la chronologie relative würmienne.

1.2.2- Morphostratigraphie, chronologie relative et emprise spatiale des paléoenglacements würmiens

Les constructions sédimentaires ont été cartographiées de proche en proche en réalisant plusieurs transects tracés tantôt dans l'axe des auges, tantôt sur les versants. Les dépôts sains les plus perchés sur les versants ou situés le plus en aval dans l'axe des auges jalonnent l'emprise spatiale du MEG Würm, les constructions sédimentaires situées en contrebas, celle des différents stades de déglaciation, et les dépôts altérés au-delà du MEG Würm, celle atteinte par le ou les cycles glaciaires pré-würmiens.

Les reconstitutions paléogéographiques sont évidentes et immédiates lorsque les dépôts glaciaires sont nombreux et bien conservés. C'est le cas sur les plateaux méridionaux et dans les auges de la marge sud-est du massif du Carlit où la continuité des cordons morainiques frontaux et latéraux est remarquablement préservée. Sur le bassin ariégeois, par contre, les séquences de formes et de dépôts sont moins continues et les corrélations entre les différentes séquences de formes plus difficiles à établir. Compte tenu de cela, nous avons travaillé par secteur et individualisé des tronçons de bassin glaciaire (bassin d'Ax-les-Thermes, bassin de Tarascon et annexes ; bassin de Foix-Montgaillard et annexes) caractérisés par des constructions morainiques suffisamment continues pour permettre une reconstitution fiable de la paléogéographie de plusieurs stades d'englacement. Ainsi, sur la marge sud-est du Carlit, la morphostratigraphie établie dans l'axe de l'auge de la Têt et son prolongement amont dans la haute vallée de la Grave permet de reconstituer une chronologie relative de la déglaciation en six stades de retrait postérieur au MEG Würm. La séquence de déglaciation est moins détaillée sur le plateau des étangs situé en rive droite des auges de la Têt et d'Angoustrine ainsi que pour les langues de glaces engagées dans les vallées de Vallsère-Lladure et du Galbe, pourtant toutes issues de la même zone d'accumulation. De même en Ariège, les dépôts glaciaires du bassin de Tarascon et de ses marges montrent une séquence de forme complète avec des jalons pré-würmiens, des jalons contemporains du MEG Würm et des jalons associés aux premiers stades de déglaciation (stades de Garrabet, de Bompas-Arignac et de Bernière). En revanche, la morphostratigraphie établie en amont, dans le bassin d'Ax-les-Thermes, est nettement moins riche ; le pré-Würm n'y est pas représenté et les stades de déglaciation y sont moins nombreux. De même, la morphostratigraphie établie dans le bassin de Foix-Montgaillard ne renseigne précisément que les stades maxima würmiens et pré-würmiens.

Les corrélations entre secteurs ont été réalisées de proche en proche et limitées, dans un premier temps, à l'échelle du bassin glaciaire. Les raccords reposent sur une convergence d'arguments au premier rang desquels la position altimétrique des dépôts. Nous avons soigneusement évité de fonder les corrélations sur des critères exclusivement morphologiques afin de ne pas reproduire les biais introduits par les auteurs monoglacialisiste qui pratiquaient de fréquentes analogies entre morphostratigraphie et chronostratigraphie relative. Le schéma de F. Taillefer (1973, 1977, 1985) (i) «Stade d'expansion maximum ou Phase de Foix», caractérisé par des constructions morainiques plus ou moins préservées et des blocs erratiques épars sur les versants, (ii) «Stade de Garrabet», caractérisé par des formes construites parfaitement dessinées, en est l'illustration la plus patente. S. Lukas (2006) pointe un problème analogue à propos de la reconstitution de l'emprise spatiale des paléoenglacements dryas récent en Grande Bretagne et montre que les reconstitutions fondées sur une convergence d'arguments sont nettement plus fiables que celles fondées exclusivement sur la morphologie des dépôts. En effet, un glacier ne façonne pas nécessairement sur ses marges des constructions de formes homogènes. Un même stade d'englacement peut très bien être ici associé à une imposante accumulation sédimentaire car la topographie du bassin glaciaire s'y prête et là à un semi de blocs épars. De plus, l'érosion post-glaciaire n'a pas partout préservé les formes et les dépôts.

1.3- Reconstituer l'emprise des paléoenglacements dans les zones d'accumulation

Dans la zone d'accumulation, les dépôts glaciaires sont rares ; aussi, la reconstitution de l'emprise spatiale des paléoenglacements repose essentiellement sur l'empreinte érosive laissée par les glaciers dans le modelé de la haute montagne. Le marqueur le plus fréquemment utilisé est la *periglacial trimline* (Benn & Evans, 1998). Elle se caractérise par une rupture dans le modelé des versants avec d'une part un modelé de type périglaciaire caractérisé par des pentes raides, des pinacles rocheux, des diaclases ouvertes et des crêtes en chenille aiguës et, d'autre part, un modelé d'érosion glaciaire caractérisé par des micro traces d'abrasion (polis et stries) et des formes relativement émoussées par le passage du glacier (zones de roches moutonnées). Ce marqueur n'offre pas la précision que procurent les constructions sédimentaires évoquées *supra* car la *periglacial trimline* n'est pas corrélée à un stade d'englacement clairement identifié et elle souligne une limite de paléoenglacement par défaut. Dans les Alpes, un relevé systématique de la position de la *trimline* a permis de dresser une remarquable cartographie des nunataks du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges (Coutterand & Buoncristiani, 2006) et de reconstituer le sens des paléoflux de glace dans cette portion de la calotte alpine.

Dans l'est des Pyrénées où les paléoenglacements étaient très largement contraint par le relief et où les transfluences d'altitude étaient rares, la restitution précise d'une *trimline* n'était pas un objectif prioritaire. C'est pourquoi nous n'avons pas entrepris des relevés de terrain systématiques des points de *trimline* comparables à ceux évoqués *supra*. La cartographie des paléoenglacements que nous proposons (Fig. 5.44, 5.45 et 5.62) repose en fait sur l'analyse au cas par cas, crêtes après crêtes, de plusieurs séries de critères croisés. Les cartes ont été dessinées au 1/50 000 et réduites pour éviter les cartes hors format.

*** *Le modelé des versants***

Nous avons recherché sur la carte topographique au 1/50 000 toute une série de repères proches de la notion de *periglacial trimline*. Les zones de crête en chenille les plus aigües et les plus rocheuses sont assimilées à des nunataks. On a exclu aussi du domaine englacé les zones de versants réglés ou les zones de *plas* à cercles de pierre ou sols striés (Fig. 2.9) tandis que les sommets de versants d'auge et de paroi de fond de cirque ont guidé la limite supérieure des paléoenglacements.

*** *L'altitude de la LEG reconstituée sur la base de plusieurs méthodes croisées***

Nous avons retenu les méthodes les plus simples à appliquer et les plus immédiates. Deux méthodes fondées sur les formes d'érosion glaciaire (altitude des planchers de cirque et méthode des lignes de crête) renseignent l'altitude de la LEG atteinte à l'échelle du massif au cours des stades d'englacement maxima quaternaires. Deux autres méthodes sont fondées sur la position des constructions morainiques (altitude d'enracinement des moraines latérales, méthode des ratios d'altitude ou méthode THAR) ; elles renseignent l'altitude de la paléo-LEG de stades d'englacement clairement identifiés dans une chronologie relative. A ce titre, elles offrent un moyen rapide de quantifier les variations, postérieures au MEG Würm, de la paléo-LEG et permettent ainsi de mieux visualiser la cinématique de la déglaciation.

- **L'altitude moyenne des planchers de cirque** : La méthode repose sur le constat que, dans le cas de petits glaciers de vallée ou de glaciers cantonnés aux cirques, la position de la LEG est proche de l'altitude moyenne du plancher de cirque. Dans la mesure où cette méthode n'est valable que pour des paléoenglacements de petite taille, nous l'avons appliquée uniquement aux cirques isolés des massifs de l'avant-pays ariégeois et de l'extrémité orientale de la chaîne (Tabl. 2.1).

- **La méthode des lignes de crêtes** : La méthode consiste à repérer dans une zone donnée l'altitude moyenne des plus basses crêtes portant des formes d'érosion glaciaire et des plus hautes crêtes dépourvues de toute empreinte glaciaire. Cette méthode permet de repérer l'altitude de la LEG à l'échelle d'un massif montagneux mais des études ont montré qu'elle tend à minimiser la valeur réelle de la paléo-LEG de 100 à 200 m (Meierding, 1982 ; Porter, 2001).

- **L'altitude d'enracinement des moraines latérales** : Sur un glacier caractérisé par un bilan de masse en équilibre, les moraines latérales sont enracinées à proximité de la LEG. La méthode est applicable à des constructions morainiques héritées à condition que celles-ci soient correctement préservées. Cependant, compte tenu de la sensibilité des cordons morainiques latéraux à l'érosion post-glaciaire (ruissellement, glissement de terrain...), il paraît raisonnable de considérer que les altitudes de paléo-LEG issues de cette méthode sont des valeurs minimales.

- **La méthode des ratios d'altitude (ou méthode THAR)** : Dans sa formulation la plus simple, la méthode consiste à mesurer la moyenne arithmétique entre l'altitude du front glaciaire et l'altitude des crêtes dominant le glacier (Höfer, 1879 cité in Porter, 2001). Cela revient à assumer un THAR de 0,5 (Fig. 4.2), soit une valeur traduisant le constat que, sur les glaciers actuels, en fin de saison estivale, la ligne de névés est située à mi-chemin entre l'amont du glacier et son front. Selon T.C. Meierding (1982), un THAR de 0,5 minimise l'altitude réelle de la paléo-LEG de 100 à 150 m. L'auteur préconise, sur la base d'une

analyse comparée de 6 méthodes de reconstitution de la paléo-LEG dans le Colorado Front Range, d'appliquer plutôt un THAR de 0,35-0,4.

*** La topographie du bassin glaciaire**

La topographie du bassin glaciaire est prise en compte dans la mesure où elle conditionne les modalités des paléoécoulements de glace, la géographie des principales zones d'accumulation (Tabl. 2.2), la position des zones de suralimentation neigeuse ou, au contraire, celle qui sont balayées par le vent.

La reconstitution de l'emprise spatiale des paléoenglacements dans les zones d'accumulation renvoie directement à la question de l'impact géomorphologique des phases d'englacement. En effet, il n'est pas certain que les paléoenglacements quaternaire aient systématiquement remodelé les formes du relief sur leur passage. Le problème a été clairement formulé dans le cas des socles des hautes latitudes où on a longtemps utilisé la présence d'altérites et de modelés non glaciaire pour délimiter l'emprise des paléoinlandsis (Linton, 1949 cité in André, 2007) avant de se rendre compte que la glace avait en réalité envahi certaines zones de plateau feutrées d'arènes et ponctués de tors ou de felsenmeer (Peulvast, 1985 ; cf. section 3.1 du chapitre 1). Dans ce cas, la présence de tills surmontant les manteaux d'altérites ou de blocs allochtones coincés dans les fentes des tors sont des preuves indiscutables. Nous avons dans l'est des Pyrénées un problème analogue à résoudre. En effet, de larges panneaux de paléotopographies néogènes nappés d'altérites côtoient de près des formes d'érosion glaciaire avérées (Fig. 2.8 à 2.12). Comment distinguer parmi ces vieilles formes celles qui ont été recouvertes par la glace et celles qui n'ont jamais porté de glacier (Fig. 2.7) ? Le problème ne se pose pas pour les lanières de hautes surfaces qui portent des traces de figures périglaciaires (sols striés ou cercles de pierre de grande taille qui ont été attribuées au Pléniglaciaire würmien, Soutadé, 1980 ; Fig. 2.9). Le problème ne se pose pas non plus pour les *plas* en position sub-culminante qui présentent des traces évidentes du passage des glaciers (paysages type *areal scouring*, Fig. 2.12). En revanche, la question est cruciale pour les *plas* sub-culminants qui ne montrent pas de trace évidente d'érosion glaciaire. C'est le cas de l'ensemble des *plas* de l'Aston, mais aussi du Carlit occidental (*Pla* de Maurà), du haut Campcardos. Comment dans ce cas s'assurer du passage du glacier ? En l'absence de dépôts allogènes, les preuves ne sont pas absolues mais nous avons estimé que (i) la position de ces *plas* au-dessus de la LEG, (ii) leur position en amont ou en aval de séquences de formes d'érosion glaciaire avérées, (iii) le démantèlement de leurs tors sont des indices d'un recouvrement probable par la glace.

2- Des chronologies relatives aux chronologies absolues : dater les stades d'englacement

Compte tenu des questions méthodologiques intimement greffées au débat sur la chronologie pyrénéenne des stades d'englacement, nous avons mis en œuvre, avec plus ou moins de succès, trois méthodes de datation. L'OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) a été réalisé par Barbara Mauz (Dating Laboratory Luminescence, Université de Liverpool). Les datations ¹⁴C classiques et celles obtenues par AMS ont été confiées au Centre de Datation par le Radiocarbone (Université Claude Bernard Lyon 1). Enfin, les datations par le

cosmonucléide Be^{10} produit *in situ*¹ ont été produites par Régis Braucher (CEREGE). Nous présentons ici ces différentes méthodes de datation en insistant tout particulièrement sur les précautions d'échantillonnage que nous avons prises pour garantir la fiabilité des résultats.

2.1- Dater les remplissages fluvioglaciaires par OSL

2.1.1- Qu'est-ce que la thermoluminescence et l'OSL ?

(Extrait de <http://geosciences.geol.u-psud.fr/geochrono/fr/tech/thermo/principe/tlprin2.html>)

Certaines substances, chauffées après une exposition à un rayonnement ionisant émettent une lueur transitoire : c'est la thermoluminescence (TL). Ce phénomène transitoire qui apparaît avec la température disparaît spontanément même si cette dernière continue de s'élever. La thermoluminescence ne s'obtient qu'avec certains matériaux, principalement des matériaux ioniques cristallisés. Cette propriété est extrêmement répandue dans la nature. Presque tous les minéraux naturels sont thermoluminescents : quartz, feldspaths, olivine, etc. Il en va de même pour nombre de substances artificielles très banales comme le sel de cuisine...

Une autre façon d'obtenir une lueur transitoire après avoir soumis une substance à un rayonnement ionisant est de l'exposer à l'action de la lumière. Dans ce cas pour observer ce phénomène, la lumière émise par le minéral est filtrée pour sélectionner une longueur d'onde plus énergétique que celle utilisée pour la stimulation. Par exemple, on observe une lueur bleue en exposant la substance à une lumière infra-rouge. Ce phénomène est appelé luminescence stimulée optiquement (OSL). C'est également une propriété extrêmement banale pour la plupart des minéraux.

Grâce aux techniques de stimulation optique, la datation par luminescence est appliquée depuis quelques années à des sédiments de nature variée (loess, sables éoliens ou fluvioglaciaires...). La plage de temps couverte par la méthode est de 300 à 400 ka (Huggett, 2003), soit en théorie plusieurs cycles glaciaires. Dans ce travail, les dépôts glaciaires que nous avons envisagé de dater par OSL sont tous associés au cycle glaciaire würmien.

2.1.2- Les remplissages sédimentaires susceptibles de faire l'objet de datations OSL

Nous avons envisagé d'utiliser cette méthode de datation sur cinq remplissages contenant des sables fluvioglaciaires ou glaciodeltaïques (Tabl. 4.1).

- Le remplissage deltaïque de Mercus (Fig.5.7-A et B).
- Le remplissage deltaïque de Niaux (coupe située derrière le musée de Niaux, Fig. 5.27-B).
- Le remplissage sablo-limoneux de l'obturation latérale d'Endoumens-Les Arènes (Fig. 5.30). L'échantillonnage test a été réalisé dans les sables de l'ancienne carrière des Arènes.
- Le remplissage deltaïque de Goulours-La Forge (Fig. 5.42-E). L'échantillonnage test a été réalisé dans les sables situés à la base de la carrière de la Forge

¹ Dans ce travail, afin alléger le texte, les datations par le cosmonucléide Be^{10} produit *in situ* sont désignées par les expressions « datation ^{10}Be » ou « âge ^{10}Be ».

- Le remplissage deltaïque de Barrès situé dans le massif du Carlit (Fig. 5.49-C).

2.1.3- Des tests préliminaires en vue de datations par OSL

L'utilisation de cette méthode en contexte glaciaire pose un certain nombre de problèmes. Les quartz issus de sables fluvioglaciaires sont la plupart de temps très fraîchement érodés et ont subi, à l'état naturel, un nombre limité de cycles recouvrement/exposition au rayonnement. Ils sont déclarés « immatures » s'ils n'ont pas reçu de dommages radioactifs suffisants (déplacements d'atomes dans le minéral). D'autre part, l'importance des MES dans les eaux de fonte explique que, très souvent durant le transport, les matériaux ne sont pas suffisamment exposés au rayonnement pour permettre une réinitialisation de la thermoluminescence. Enfin, on connaît très mal les lithofaciès et les tailles de grains les plus propices à l'application de cette méthode.

Compte tenu de ces incertitudes, le laboratoire de datation (Dating Laboratory Luminescence, Université de Liverpool) a réalisé des tests destinés à évaluer la maturité des quartz contenus dans les sables des échantillons testés. L'échantillonnage des sédiments soumis aux tests préliminaires n'a nécessité aucune précaution particulière alors que le protocole d'échantillonnage est très rigoureux lorsqu'il s'agit de prélever les échantillons destinés à être datés. Les tests ont été réalisés sur deux échantillons (Ascou-La Forge et Les Arènes). Il n'était pas nécessaire de tester tous les sites susceptibles de faire l'objet d'une datation par OSL dans la mesure où tous se situent dans des bassins glaciaires de lithologie comparable.

Les trois types de tests réalisés ont montré que (i) les quartz des échantillons ariégeois ne sont pas suffisamment matures et ne restituent pas précisément la dose de laboratoire, (ii) qu'ils contiennent une certaine quantité de feldspath que le traitement de purification n'a pas éliminée, (iii) les courbes de temps de stimulation n'indiquent pas une composante rapide au-dessus du bruit de fond, entre 40 et 100 secondes, pré-requis nécessaire à une datation réussie. Ces résultats indiquent que le quartz des échantillons ariégeois ne sont pas utilisables en vue d'une datation par OSL selon le protocole SAR (régénératif d'aliquote unique). De plus, l'examen optique des sables montre que les minéraux ne correspondent pas à du quartz pur mais contiennent des inclusions d'autres minéraux, en particulier des feldspaths, et ces grains réagissent différemment du quartz pur en matière de thermoluminescence.

Tabl. 4.1 : Les possibilités de datation sur remplissages sédimentaires

Site	Support sédimentaire	Méthode de datation envisagée	Analyse minéralogique	Recherche de macroreste	Recherche de microreste
Mercus Saurat	Deltaïque Argile lacustre	OSL ^{14}C	non oui	- Racine moderne	- Concentration pollinique stérile
Niaux	Argile lacustre	^{14}C	oui	Racine moderne	Concentration pollinique stérile
Endoumens	Deltaïque	OSL	non	-	-
Goulours	Deltaïque Argile lacustre	OSL ^{14}C	non oui	- Racine moderne	- Concentration pollinique stérile
Campcardos	Deltaïque Niveau limoneux à feuilles	OSL ^{14}C	non non	- Feuille issue d'une espèce non déterminée datée par ^{14}C	- -
Grave-amont	Argile lacustre	^{14}C	oui	stérile	Culot de pollen daté par AMS
Barrès	Deltaïque	OSL et ^{14}C	oui	Mycélium moderne	Concentration pollinique stérile

2.2- Dater les remplissages sédimentaires par ^{14}C

Il n'est plus utile de présenter les bases théoriques de cette méthode de datation. On rappellera simplement que la période de décroissance radioactive du ^{14}C est de 5568 ± 30 ans (valeur obtenue en 1951 utilisée encore aujourd'hui conventionnellement bien que la période de décroissance radioactive du ^{14}C ait été réévaluée en 1961 à 5734 ans), ce qui limite à 60 ka les possibilités de datation.

2.2.1- Les remplissages sédimentaires susceptibles de faire l'objet de datations ^{14}C

Six remplissages sédimentaires en relation avec des stades d'englacement würmiens contenaient ou étaient susceptibles de contenir de la matière organique en quantité suffisante pour permettre une datation ^{14}C ou ^{14}C AMS (Tabl. 4.1).

- Les argiles glaciolacustres de Saurat. L'échantillonnage a été réalisé dans les fondations de la station d'épuration de Saurat, en construction au printemps 2006.
- Les argiles glaciolacustres de Niaux-Alliat dans la vallée du Vicdessos (Fig. 5.27-D et C)
- Les argiles glaciolacustres de Goulours dans la vallée de la Lauze (Fig. 5.42-D)
- La séquence lacustre qui surmonte la séquence tourbeuse datée de la Grave-amont (Tabl. 3.2 et Fig. 5.61)
- Les niveaux fins du remplissage deltaïque de Barrès (Fig. 5.49-C)

2.2.2- Rechercher des supports de datation fiables

Compte tenu des risques de pollution évoqués dans le chapitre précédent (cf. section 3.3 du chapitre 3), risque de vieillissement par effet « eau dure », par effet « *old carbon* », par remaniement de sédiments plus anciens et/ou risque de rajeunissement par des racines modernes, plusieurs précautions ont été prises avant de réaliser des datations par ^{14}C .

**Analyse minéralogique des sédiments*

L'analyse minéralogique de l'ensemble des sédiments a permis de tester les risques de pollution par carbone minéral ; la présence d'un pic de carbonate signale l'existence d'un risque de vieillissement par effet « eau dure » tandis que la présence d'un pic de graphite signale un risque de vieillissement par effet « *old carbon* ». Les analyses ont été réalisées par P. Giresse, au laboratoire d'études des géo-environnements marins (LEGEM) de l'Université de Perpignan.

** Aucune datation AMS ^{14}C réalisée sur sédiments glaciolacustres brut*

La matière organique contenue dans les sédiments glaciolacustres est de nature variée ; les pollens et macrorestes contemporains du sédiment sont potentiellement mêlés à des racines modernes ou à de la matière organique issue de sédiments plus anciens remaniés. Ce type de support cumule donc tous les risques de pollution, pollution par carbone végétal comme par carbone minéral. Toutes les datations ^{14}C (classiques et AMS) réalisées dans le cadre de ce travail ont été réalisées soit sur macrorestes végétaux contenus dans les sédiments (fibres de tourbe, débris de feuilles, fibres de mycélium), soit sur microrestes végétaux issus de concentrations polliniques.

*** Recherche de macro et microrestes contenus dans les sédiments**

Les macrorestes organiques contenus dans les sédiments constituent un support de datation idéal. Mais ils sont extrêmement rares et ce n'est que dans deux cas, le niveau à feuille du remplissage du Campcardos et la séquence tourbeuse de la Grave-amont, que la collecte de macrorestes a pu être immédiate. Tous les autres échantillons susceptibles de contenir de la matière organique ont fait l'objet d'un tamisage humide qui n'a livré que des racines ou du mycélium moderne (Table 4.1). La détermination des macrorestes issus des tamisages humides de Saurat, Niaux-Alliat, Goulours et Barrès ont été réalisés par Thierry Otto (UMR 5245 Ecolab, Université P. Sabatier, Toulouse) et Léon Serve (Université de Perpignan).

Grâce à la technique de datation par AMS (spectrométrie de masse par accélérateur), la quantité de matière organique nécessaire pour obtenir une datation est limitée à 1 mg contre plusieurs mg pour une datation ^{14}C classique, ce qui élargit considérablement les possibilités de datation et permet d'effectuer des mesures sur concentration pollinique. Des concentrations polliniques ont été réalisées sur les sédiments n'ayant pas livré de macrorestes fiables. Cela concerne les argiles lacustres de Saurat, de Niaux-Alliat et de Goulours et de la Grave-amont et les niveaux les plus fins du remplissage glaciodeltaïques de Barrès (Tabl. 4.1). Les concentrations polliniques ont été réalisées par T. Otto (UMR 5245 Ecolab, Université P. Sabatier, Toulouse) et les déterminations par J.J. Dedoubat (UMR 5245 Ecolab, Université P. Sabatier, Toulouse). Toutes les concentrations polliniques se sont avérées stériles ; seules les argiles lacustres de la Grave-amont ont livré un culot de pollen suffisamment riche pour faire l'objet d'une datation AMS. Ce culot de pollen n'a fait l'objet ni d'un tamisage (méthode Brown, 1989), ni d'un tri à la pipette (Long et al, 1992 ; Mensing, 1999) destiné à sélectionner les pollens les plus fiables en vue d'une datation ^{14}C AMS.

2.3- Dater les stades d'englacement par le nucléide cosmogénique produit *in situ* ^{10}Be

Les principaux avantages de cette méthode sont (i) de permettre un calage chronologique de l'ensemble des stades d'englacement (würmiens et pré-würmiens) car la plage temporelle couverte par la méthode de datation est, dans certaines conditions de l'ordre de un million d'années. (ii) De plus, les possibilités de datation sont considérablement plus larges qu'avec l'OSL ou le ^{14}C car le minéral cible du ^{10}Be produit *in situ*, le quartz, est très répandue dans les bassins glaciaires est-pyrénéens.

2.3.1- L'utilisation des cosmonucléides en géomorphologie (bases théoriques)

Il n'est pas question ici de proposer un exposé des bases physiques de la méthode. Pour en savoir plus, on peut se référer à la synthèse de Gosse & Phillips (2001). On pourra aussi consulter les synthèses plus courtes *in* Siame et al. (2000), Braucher et al. (2000), la revue bibliographique *in* Siame et al. (2006) qui réactualise celle de Gosse & Phillips (2001). Par contre, il nous a semblé utile de présenter l'arrière-plan nécessaire à l'application de cette méthode en géomorphologie quantitative. Nous tâcherons de pointer les éléments nécessaires à l'élaboration d'une stratégie d'échantillonnage cohérente et à l'interprétation des résultats. La thèse d'A. Rodes Bolumburu (2008) a constitué pour nous un résumé utile qui a été employé ici.

****Qu'est-ce qu'un nucléide cosmogénique produit in situ ?***

Les nucléides cosmogéniques (ou cosmonucléides) sont issues de réactions nucléaires liées aux bombardements cosmiques sur l'environnement terrestre. Le rayonnement cosmique primaire est composé à 99 % de particules chargées positivement (protons et noyaux d'hélium) et pour 1 % de noyaux lourds et d'électrons. Les particules cosmiques primaires proviennent en partie de notre système solaire (composante solaire), en partie de l'extérieur de notre système solaire (composante galactique). L'énergie de ces particules est dissipée au cours de réactions nucléaires (spallation) qui produisent des nucléides cosmogéniques (^{14}C , ^3He , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{21}Ne) dans l'atmosphère et libèrent des particules secondaires (protons, neutrons et muons). Environ, 0,1 % des particules secondaires atteignent le sol avec suffisamment d'énergie pour entraîner à leur tour des réactions nucléaires dans les minéraux des roches de surface. Ces réactions de spallation sont responsables de la formation de nucléides cosmogéniques produits *in situ* tels que le ^{10}Be mais aussi ^3He , ^{26}Al , ^{21}Ne , ^{36}Cl .

**** Concentration et taux de production in situ : deux notions différentes***

Le **taux de production *in situ*** d'un cosmonucléide s'exprime en atome/g/an. Il représente la quantité de cosmonucléide qui s'accumule dans un gramme de minéral cible (le quartz pour le ^{10}Be) durant une année. Ce taux dépend (i) de la profondeur sous la surface des minéraux cibles, (ii) de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire reçu par les surfaces rocheuses. Or, le flux de particules cosmiques est variable dans le temps et dans l'espace, principalement en raison des propriétés d'absorption de la matière et des caractéristiques du champ magnétique terrestre et intergalactique (Gosse & Phillips, 2001).

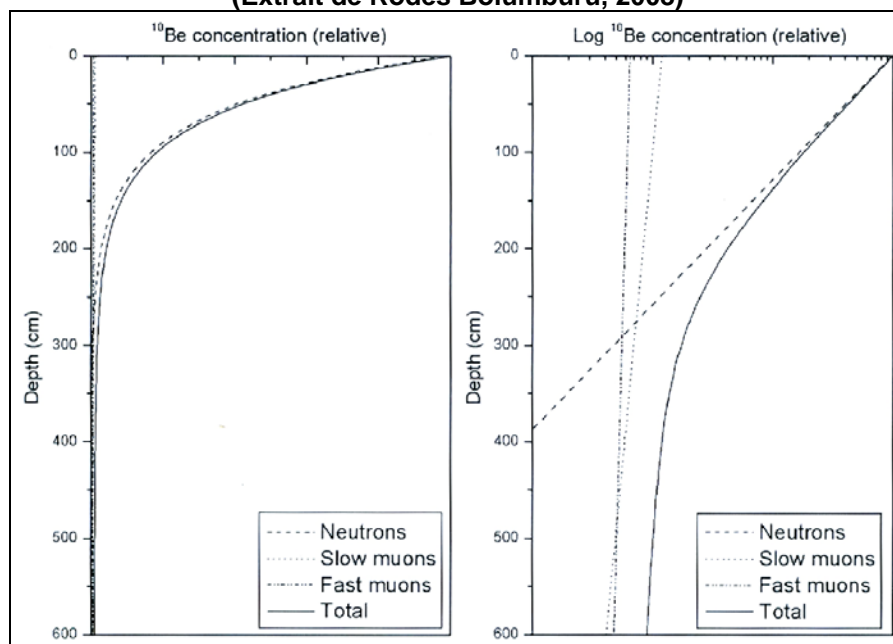
La **concentration** de cosmonucléides produit *in situ* s'exprime en at/g. Elle représente la quantité de cosmonucléides produits *in situ* contenue dans le minéral cible (le quartz, dans le cas du ^{10}Be) d'un échantillon donné. Cette quantité dépend (i) de l'intensité du rayonnement cosmique enregistré par une surface rocheuse et donc du taux de production *in situ*, (ii) du taux d'érosion moyen subi par cette surface rocheuse, et (iii) de la décroissance radioactive du cosmonucléide mesuré si celui-ci est radioactif.

Il est important de bien distinguer ces deux types de valeurs, la première correspond à une valeur théorique qu'il est nécessaire de connaître pour calculer la concentration effective d'un échantillon donné.

**** Variation du taux de production en fonction de la profondeur***

L'énergie des particules cosmiques secondaires nécessaires aux réactions de spallation étant efficacement absorbée par la matière dense de la croûte terrestre, le taux de production *in situ* de cosmonucléides décroît de manière exponentielle dans les premiers mètres de la croûte terrestre. La propagation en profondeur de l'énergie des particules cosmiques secondaires dépend en fait de la densité des roches traversées et de la longueur d'atténuation des particules cosmiques secondaires (neutrons et muons principalement) qui arrivent au contact des surfaces rocheuses. La longueur d'atténuation correspond à la quantité de matière que doivent traverser les particules cosmiques pour que leur énergie soit réduite d'un facteur e ($e = 2,718$). Elle est de l'ordre de 60 cm dans un matériau de densité 2,5, soit la densité moyenne de la croûte continentale (Siame et al., 2000). La figure 4.2 montre qu'au-delà de 2-3 m de profondeur la concentration en ^{10}Be produit *in situ* est totalement négligeable.

Fig. 4.2 : Variation du taux de production en fonction de la profondeur
(Extrait de Rodes Bolumburu, 2008)



Les graphes représentent la concentration en ^{10}Be (axe des x, en unité relative) en fonction de la profondeur (axe des y) et la part de production due aux neutrons et au muons. Les données obtenues proviennent d'une localité où le taux de production en surface est de 20 at/gr/an et la densité de la roche est de 2,6. Le graphe de droite montre la concentration de ^{10}Be sur une échelle logarithmique. Noter que la part des neutrons est majoritaire jusque vers 2,5 à 3 m de profondeur ; au-delà, les muons deviennent majoritaires.

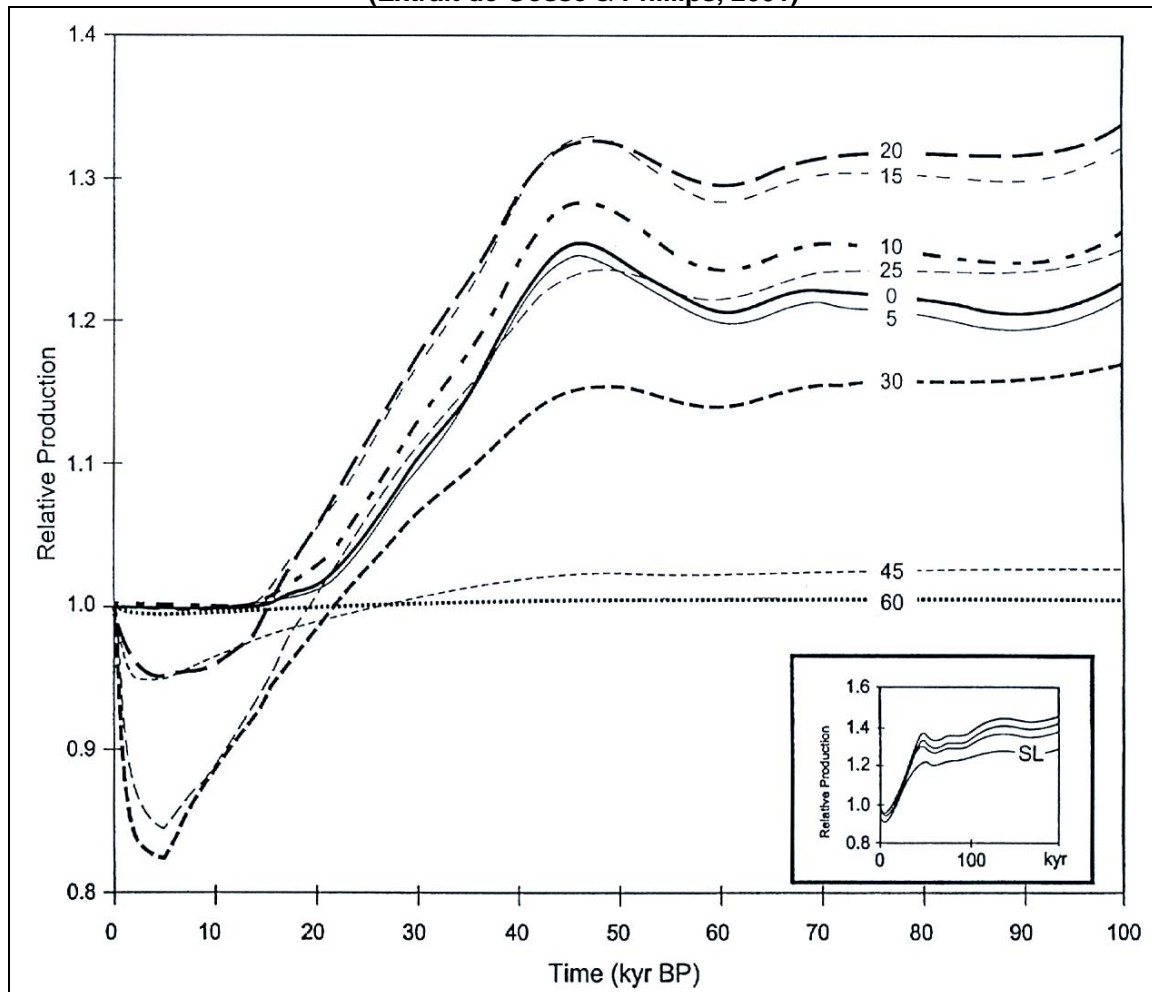
*** Taux de production et intensité du rayonnement cosmique secondaire**

-Variabilité temporelle de l'intensité du rayonnement cosmique. Des analyses de concentration en ^{10}Be sur météorites ont permis de montrer que l'intensité du rayonnement cosmique primaire est constante depuis dix millions d'années (Gosse & Phillips, 2001). Par contre, le flux de particules secondaires qui atteint le sol est soumis à des fluctuations temporelles dues (i) aux variations d'intensité du champ magnétique terrestre, (ii) aux cycles d'activité solaire et (iii) aux variations de densité de l'atmosphère (Gosse & Phillips, 2001). La figure 4.3 montre que ces variations temporelles de l'intensité du rayonnement cosmique sont relativement amples aux basses latitudes, qu'elles sont négligeables à partir de 45° et qu'elles sont nulles à partir du 60e parallèle. Elle montre en outre que l'amplitude des variations temporelles n'est significative que pour les 10 derniers millénaires ; au-delà, l'intensité du flux se stabilise. Le cadre situé en bas à droite sur cette figure montre enfin que l'amplitude des variations temporelles augmente avec l'altitude.

- Variabilité spatiale de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire. Le flux de particules cosmiques secondaires qui atteint la surface du sol à un instant T varie sensiblement en fonction de la latitude et surtout de l'altitude. Cette variabilité spatiale est principalement liée aux caractéristiques du champ magnétique terrestre et à la perte d'énergie qui se produit entre la haute atmosphère et le sol. En effet, les particules du rayonnement cosmiques chargées électriquement subissent une déviation au contact du champ magnétique terrestre, sous l'action de la force de Lorentz. Le champ magnétique est maximal aux pôles et minimal à l'équateur, et la force de Lorentz est proportionnelle à l'intensité du champ géomagnétique (Siame et al., 2000). Par conséquent, le flux de particules cosmiques est inversement proportionnel à l'intensité du champ géomagnétique ; il est minimal à l'équateur,

augmente régulièrement en direction des pôles jusque vers le 60e latitude et se stabilise entre de 60e et le 90e parallèle. Le taux de production *in situ* des roches de surface subit le même effet « latitude ». D'autre part, l'énergie dont disposent les particules cosmiques secondaires lorsqu'elles arrivent au contact des surfaces rocheuses est d'autant plus importante que la tranche d'atmosphère traversée est mince. Par conséquent, le taux de production de cosmonucléides produit *in situ* est nettement plus élevé sur les surfaces rocheuses situées à haute altitude que sur celles qui sont situées au niveau de la mer (effet « altitude », Fig. 4.4).

Fig. 4.3 : Variation temporelle de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire et du taux de production de cosmonucléides
(Extrait de Gosse & Phillips, 2001)



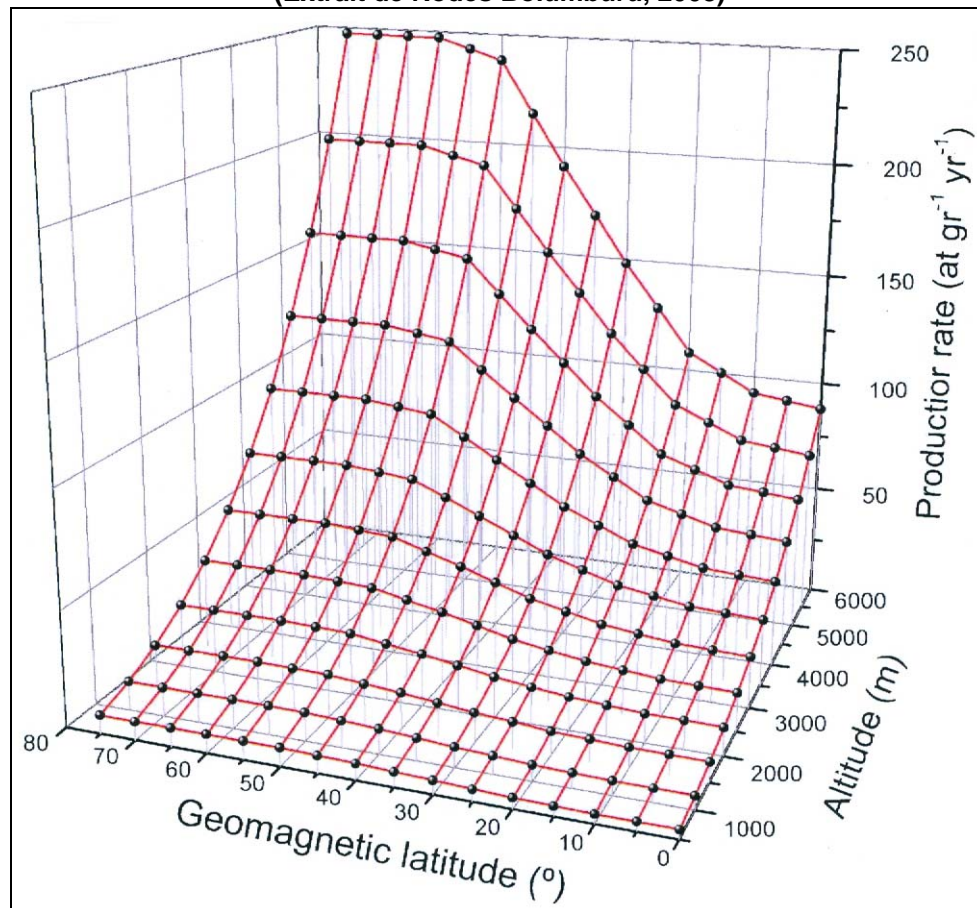
Le graphe principal montre les variations de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire au cours des 100 derniers millénaires (axe des x). L'axe des y se lit sur la base d'un indice 1 pour l'actuel. Les différentes courbes représentent les variations pour différentes latitudes. Noter que les variations temporelles de l'intensité sont nulles au 60e parallèle et qu'elles sont très faibles au niveau du 45e. Le graphe dans le cadre en bas à droite représente les variations de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire au cours des 200 derniers millénaires (indice 1 pour actuel). Les différentes courbes représentent les variations pour différentes altitudes (SL : Sea Level, 1 km, 2 km et 3 km)

Pour estimer le taux de production de n'importe quel point à la surface du globe, on applique un « facteur de mise à l'échelle » (*spatial scaling factor*) qui permet de prendre en compte les variations latitudinales et altitudinales du rayonnement cosmique secondaire évoquées *supra*. Il existe plusieurs méthodes de *spatial scaling*. Certaines prennent en compte seulement les effets « latitude » et « altitude »; c'est le cas de la méthode élaborée par Stone (2000). D'autres méthodes de *scaling* moins communément utilisées (Pigati & Lifton, 2004)

prennent en compte, outre les effets « latitude » et « altitude », des variations temporelles de l'intensité du rayonnement cosmique primaire et secondaire. Pour appliquer ce « facteur de mise à l'échelle », il est nécessaire de connaître précisément le taux de production en surface pour un point donné. Ce taux peut-être établi :

- expérimentalement, et s'exprime alors en P_{SLHL} (*Production at Sea Level Height Latitude*),

Fig. 4.4 : Variabilité spatiale de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire et du taux de production de cosmonucléides
(Extrait de Rodas Bolumburu, 2008)



Variation du taux de production de ^{10}Be en fonction de l'altitude et de la latitude géomagnétique (d'après Stone, 2000). Noter que l'intensité du rayonnement cosmique secondaire (et donc du taux de production de cosmonucléides) est minimal à l'équateur, augmente régulièrement en direction des pôles jusque vers le 60e parallèle et se stabilise entre le 60e et le 90e parallèle.

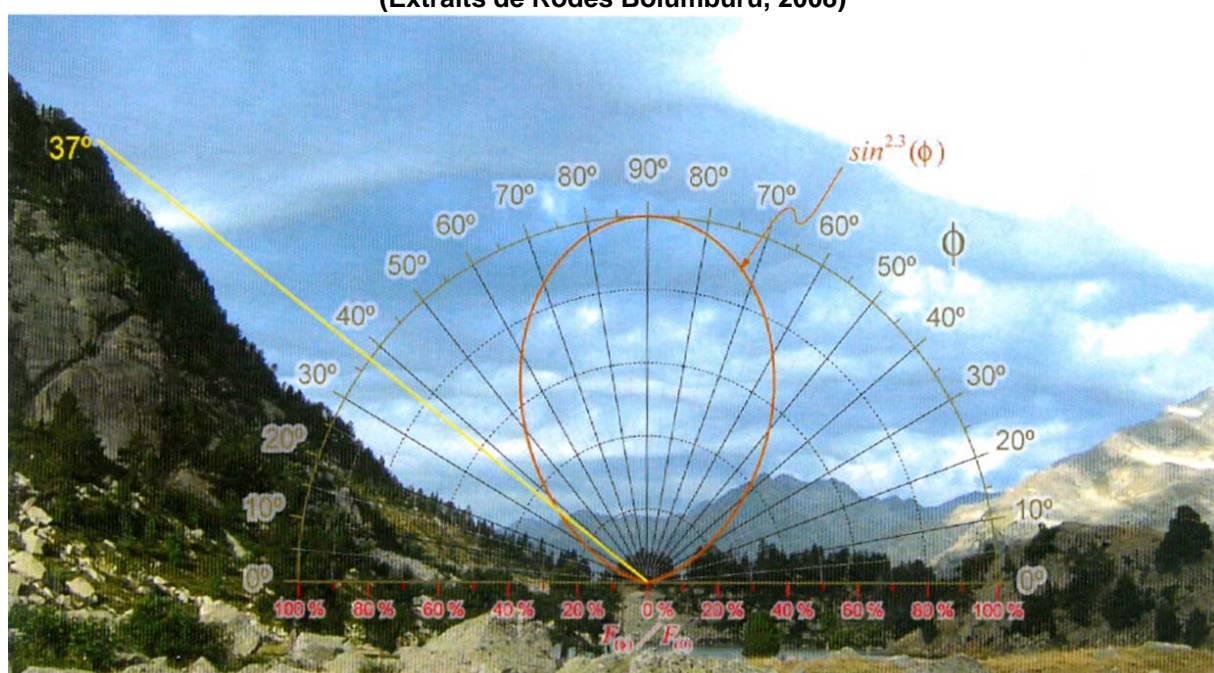
- à partir de mesures réalisées sur une **localité de calibration**. Une localité de calibration correspond à une surface rocheuse caractérisée par : (i) une histoire d'exposition simple et connue, (ii) un temps d'exposition connu précisément par le biais de méthodes de datation fiables et bien calibrées, c'est-à-dire très souvent le ^{14}C . Une des premières localités de calibration a été définie par Nishiizumi et al. (1989), dans la Sierra Nevada (États-Unis), à partir de mesures de concentration en ^{26}Al et ^{10}Be sur polis glaciaires échantillonnés dans des zones dont la chronologie de la déglaciation était fixée par ^{14}C . Pendant quelques années, le glissement de Kofêl a constitué la localité de calibration de référence (Kubik et al., 1998) mais, actuellement, ce site n'est plus utilisé car les auteurs ont montré que plusieurs glissements de terrains

ont affecté le site de calibration (Kubik & Ivy-Ochs, 2004). Dans le présent travail, le taux de production des échantillons a été calculé d'après Stone (2000).

*** Taux de production en fonction de l'écrantage topographique**

Les modèles standards destinés à estimer le taux de production *in situ* d'une surface rocheuse sont étalonnés sur la base d'une surface rocheuse plane, horizontale et dominée par un ciel totalement ouvert. Or, il est fréquent que les surfaces échantillonnées dans la nature présentent une certaine pente et que le relief environnant le site d'échantillonnage fasse écran au bombardement cosmique. La Figure 4.5 montre la perturbation introduite par l'effet d'écrantage en fonction de la pente de la surface rocheuse et du masque sur l'horizon que le relief environnant introduit. On note (i) que des pentes inférieures à 30° entravent très faiblement (moins de 5 %) le rayonnement cosmique, (ii) qu'un masque sur l'horizon inférieur à 20° est tout à fait négligeable. Par contre, au-delà de 20° de masque sur l'horizon, la perturbation augmente très rapidement. L'estimation du taux de production *in situ* introduit un facteur de correction prenant en compte ces perturbations liées à l'écrantage topographique (Dunne et al., 1999). Pour cela, des mesures de la pente de la surface rocheuse échantillonnée et du masque sur l'horizon au niveau du site d'échantillonnage sont faites systématiquement sur le terrain à l'aide d'une boussole-clisimètre (boussole universelle « Chaix »).

Fig. 4.5 : Taux de production et écran topographique
(Extraits de Rodes Bolumburu, 2008)



Le versant sur la gauche de la photographie bloque sur un angle de 37° le flux de rayonnement cosmique secondaire. A cet angle, l'intensité du rayonnement cosmique est diminuée d'environ 30 %

***Taux de production et écrantage par recouvrement**

Les surfaces rocheuses peuvent au cours de leur histoire être soumises à des périodes d'enfouissement qui entravent plus ou moins efficacement le rayonnement cosmique secondaire et la production de cosmonucléides *in situ*. La nature de ces recouvrements peut être variée : neige, végétation, dépôts superficiels... A ce jour, seule la perturbation liée à la couverture neigeuse est prise en compte dans l'estimation du taux de production (Gosse &

Phillips, 2001 ; Schildgen et al., 2005). La figure 4.6 montre que la perturbation est faible (inférieure à 5 %) pour un manteau neigeux de l'ordre de 1 m d'épaisseur durant 4 mois.

Dans ce travail, une couverture neigeuse d'une densité estimée de $0,28 \text{ g/cm}^3$, d'une durée annuelle de 6 mois et d'une épaisseur moyenne de 50 cm a été prise en compte pour les échantillons du massif du Carlit et pour ceux situés au-dessus de 1000 m d'altitude dans le bassin glaciaire ariégeois. Pour les échantillons situés au-dessous de 1000 m d'altitude, la durée annuelle de recouvrement nival prise en compte est limitée à 3 mois. Avec de telles données, on surestime l'enneigement holocène mais cela compense la sous-estimation probable de l'enneigement de la fin du Würm.

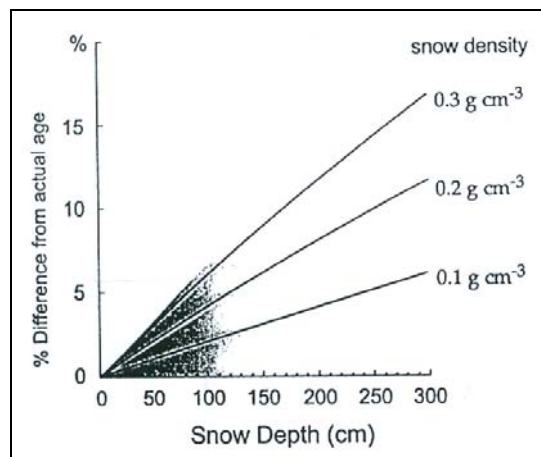


Fig. 4.6 : Effet de l'écrantage nival sur le taux de production de ^{10}Be
(Extrait de Gosse & Phillips, 2001)

Le graphe montre les effets d'un écrantage nival d'une durée de 4 mois, de densités allant de 0,1 à $0,3 \text{ g/cm}^3$ et d'épaisseur allant de 0 à 300 cm. Noter que la perturbation est faible (inférieure à 5 %) pour un manteau neigeux de l'ordre de 1 m d'épaisseur durant 4 mois.

* *Standard AMS et décroissance radioactive du ^{10}Be*

Les mesures de concentration par spectrométrie de masse nécessitent l'utilisation d'un standard de référence caractérisé, pour le ^{10}Be , par (i) un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ connu et par (ii) une période de décroissance radioactive donnée. Les deux standards les plus couramment utilisés sont :

- ICN (Chemical & Radioisotope Division) caractérisé par une demi-vie du ^{10}Be de $(1,51 \pm 0,06) \cdot 10^6$ an et un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(4,3 \pm 0,2) \cdot 10^{-14}$.
- NIST (National Institute of Standards and Technology), ou SRM4325, caractérisé par une demi-vie du ^{10}Be de $(1,34 \pm 0,07) \cdot 10^6$ an et un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(2,68 \pm 1,4) \cdot 10^{-11}$.

Les mesures réalisées à partir du standard NIST sont convertibles au standard ICN en multipliant par un facteur de 1,143 les concentrations mesurées sur la base de NIST (Middleton et al., 1993). Compte tenu de l'écart entre ces deux standards, Siame et al., (2006) préconisent de publier systématiquement les valeurs issues des deux standards. Cependant, une étude plus récente a montré qu'avec une demi-vie de $(1,36 \pm 0,07) \cdot 10^6$, les deux standards (ICN et NIST) deviennent compatibles. L'étude propose en outre d'utiliser plutôt un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(2,79 \pm 0,03) \cdot 10^{-11}$ (Nishiizumi et al., 2007).

L'ensemble des résultats présentés dans ce travail est établi sur la base d'une demi-vie de $(1,36 \pm 0,07) \cdot 10^6$ et un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(2,79 \pm 0,03) \cdot 10^{-11}$. Le taux de production est calculé d'après Stone (2000) avec un P_{SLHL} de 4.5 at/g/an . Notons cependant que seules les données de la série Py06 mesurées sur Aster, l'accélérateur du CEREGE, ont été produites directement

sur la base du standard proposé par Nishiizumi et al. (2007). Toutes les autres données, c'est-à-dire l'ensemble des échantillons Py04 et Py05, ont été mesurées sur le *Tandétron* de Gif-sur-Yvette. Elles ont été produites sur la base de NIST et converties au standard ICN d'après Middelton et al. (1993) afin de disposer de données comparables avec les datations ^{10}Be obtenues en Noguera Ribagorzana (Pallàs et al., 2006). Ainsi, les résultats publiés dans la revue *Quaternary Research* (Delmas et al., 2008) correspondent à un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(2,68 \pm 1,4) \cdot 10^{-11}$, une demi-vie de $(1,51 \pm 0,06) \cdot 10^6$ an et un P_{SLHL} de 5.1 at./g/an. Ces données des séries Py04 et Py05 ont été recalculées afin de présenter dans ce travail une série de datation établies sur les mêmes bases, soit d'une demi-vie de $(1,36 \pm 0,07) \cdot 10^6$ et un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(2,79 \pm 0,03) \cdot 10^{-11}$. Le taux de production est calculé d'après Stone (2000) mais modifié en conséquence, ce qui ramène le P_{SLHL} à 4.5 at./g/an au lieu de 5.1 at./g/an.

****Evolution temporelle de la concentration en ^{10}Be produit in situ***

La concentration en cosmonucléides produit *in situ* d'un échantillon de roche peut être assimilée à un bilan dans lequel les gains sont proportionnels à la durée d'exposition et à l'intensité du rayonnement cosmique secondaire, tandis que les pertes sont proportionnelles à la décroissance radioactive du cosmonucléide mesuré et à l'intensité des phénomènes d'érosion qui ont progressivement abaissé la surface rocheuse. Compte tenu du fait que la période de décroissance radioactive des cosmonucléides produits *in situ* (^{36}Cl , ^{26}Al , ^{10}Be ...) est une constante supposée connue (cf. standard AMS) et que l'intensité du rayonnement cosmique secondaire de n'importe quel point à la surface du globe peut être modélisée, la concentration en cosmonucléides produit *in situ* peut être ramenée à une équation à deux inconnues : le temps, ou plutôt la **durée d'exposition** au rayonnement cosmique, et le **taux d'érosion**.

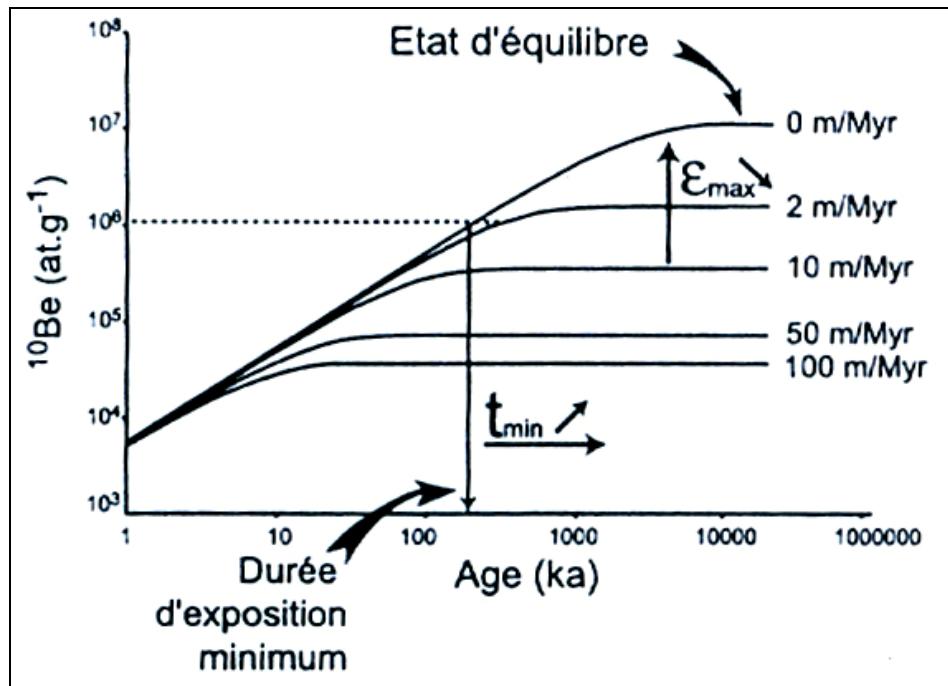
Dès lors, l'évolution temporelle de la concentration en cosmonucléides produits *in situ* répond à trois cas de figure théoriques :

- Une tendance à l'accumulation lorsque les gains dépassent les pertes.
- Une tendance stationnaire lorsque les gains sont compensés par les pertes.
- Une tendance à la décroissance, voire à l'effacement de toute présence de cosmonucléide, lorsque les pertes sont supérieures aux gains. Cette situation ne peut se produire que dans certaines circonstances très particulières d'érosion très rapide. En phase d'englacement, le recouvrement par la glace bloque l'accumulation de cosmonucléide tandis que l'érosion glaciaire provoque un abaissement accéléré des surfaces rocheuses. Si la tranche érodée est inférieure à 2-3 m d'épaisseur, la concentration de ^{10}Be héritée de l'interglaciaire ou de l'interstade précédent n'est pas totalement effacée. Si, au contraire, la tranche érodée est supérieure à 2-3 m, l'héritage est effacé et le compteur ^{10}Be remis à zéro. Les surfaces rocheuses mises à jour par un glissement de terrain offrent des circonstances analogues. Si la tranche de roche déplacée par le glissement est supérieure à 2-3 m d'épaisseur, la surface rocheuse mise à nu ne présente pas d'héritage. Cela peut enfin concerner les exhumations tectoniques et les miroirs de failles actives.

La figure 4.7 synthétise l'évolution de la concentration en ^{10}Be d'une surface rocheuse en fonction du temps et du taux d'érosion (Siame et al., 2000). Elle montre que le ^{10}Be s'accumule dans les roches jusqu'à ce que sa concentration atteigne un état stationnaire au

cours duquel les gains sont compensés par les pertes liées à la décroissance radioactive du ^{10}Be et à l'érosion (Lal, 1991). La durée d'exposition nécessaire pour que cet état stationnaire soit atteint est d'autant plus longue que les processus de dénudation sont lents ; elle est de l'ordre de 1 million pour un taux d'érosion très faible (Fig. 4.7).

Fig. 4.7 : Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et du taux d'érosion
(Extrait de Siame et al., 2000)



2.3.2- Applications possibles des cosmonucléides en géomorphologie

Compte tenu du comportement des surfaces rocheuses vis-à-vis du rayonnement cosmique secondaire, la concentration en cosmonucléides d'une surface rocheuse peut être utilisée (i) comme un **outil de datation** des surfaces rocheuses si la tendance est à l'accumulation de cosmonucléides (dans ce cas, la concentration en cosmonucléides indique le temps d'exposition minimum enregistré par une surface rocheuse), ou (ii) comme un **outil de quantification du taux d'érosion** si la concentration en cosmonucléides a atteint un état stationnaire (dans ce cas, la concentration en cosmonucléides donne le taux d'érosion maximum enregistré par une surface rocheuse sur la longue durée).

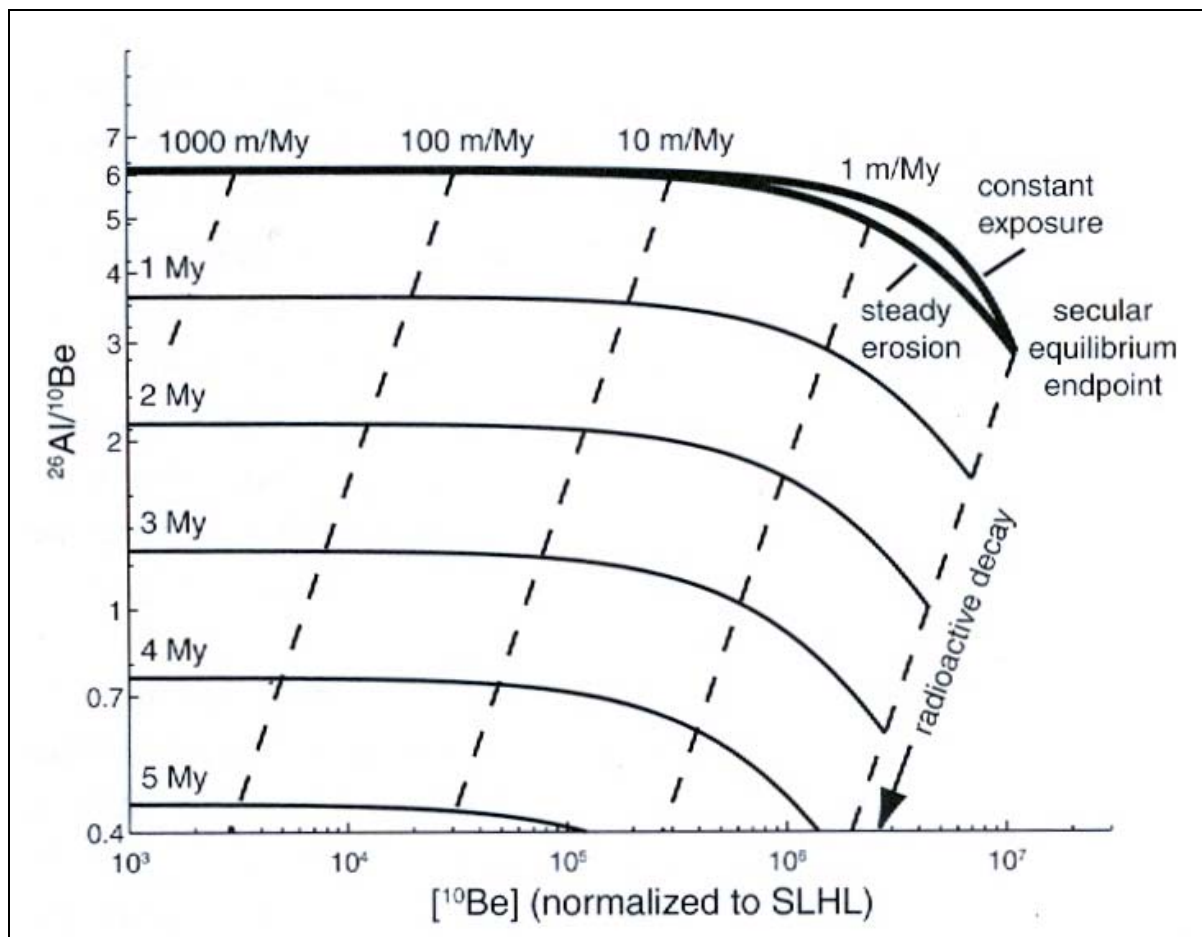
* **L'utilisation d'un seul cosmonucléide** (le ^{10}Be par exemple) suppose que les surfaces échantillonnées ont enregistré une **histoire d'exposition simple et continue**, sans période d'enfouissement susceptible d'entraver, voire de bloquer, l'accumulation de cosmonucléide. Dans ce cas, seul le contexte géomorphologique permet de savoir si la méthode peut être utilisée comme outil de datation ou comme outil de quantification de l'érosion.

- L'utilisation de la méthode en tant qu'outil de datation est limitée aux surfaces rocheuses montrant des traces évidentes d'une **érosion nulle ou limitée depuis l'exposition initiale au rayonnement cosmique** (zone polies en contexte glaciaire, polis sur un miroir de faille, plan de glissement de terrain...).

- L'utilisation de la méthode en tant qu'outil de quantification du taux d'érosion est limitée à des surfaces rocheuses présentant des preuves géologiques d'une évolution à l'air libre suffisamment longue pour que la concentration en cosmonucléide ait atteint un état stationnaire.

* **L'utilisation d'un couple de cosmonucléides** caractérisés par des périodes de décroissance radioactives différentes (rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ par exemple) permet quant à lui de repérer **plusieurs types de scénario d'exposition enregistré par la surface rocheuse depuis son exposition initiale** (Fig. 4.8) et, par conséquent, de voir si les conditions requises pour que la méthode soit utilisée en tant qu'outil de datation ou en tant qu'outil de quantification de l'érosion sont remplies ou pas.

Fig. 4.8 : Diagramme exposition-enfouissement illustrant l'évolution de ^{26}Al et de ^{10}Be dans le quartz
(Extrait de Granger, 2006)

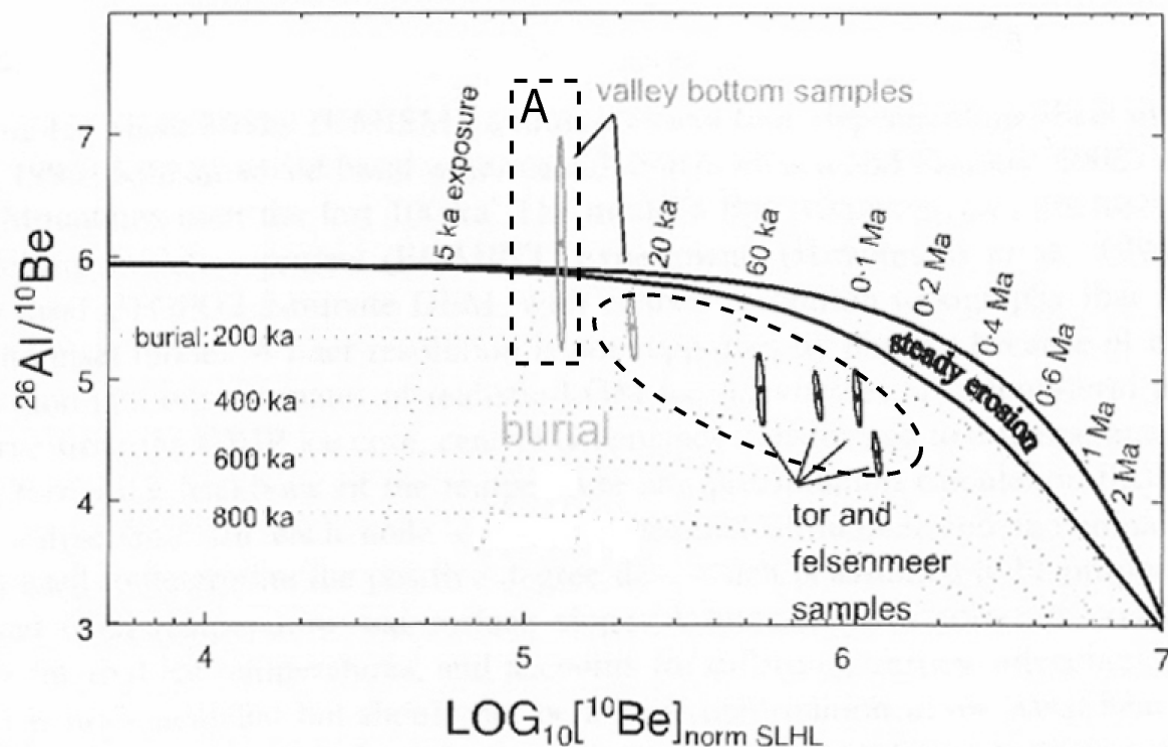


- Si les échantillons se situent sur la courbe en gras supérieure (*constant exposure*), cela signifie que la concentration en cosmonucléides a été acquise au cours d'une phase d'**exposition unique et continue** et que la surface rocheuse a subi une **érosion nulle depuis son exposition initiale**. Dans ce cas, la méthode peut être utilisée comme un outil de datation et la concentration de ^{10}Be traduite en temps d'exposition minimum.

- Si les échantillons se situent sur la plage délimitée par les deux courbes en gras (plage *steady state*), cela signifie que la concentration en cosmonucléides a été acquise au cours d'une phase d'**exposition unique et continue** et que cette concentration a atteint un **régime stationnaire** ; les gains de cosmonucléides sont compensés par les pertes par érosion et par décroissance radioactive (régime *steady state*). Dans ce cas, la concentration de ^{10}Be peut être traduite en taux d'érosion maximum.

- Si les échantillons se situent sous la courbe en gras inférieure (sous la plage *steady state*), cela signifie que la surface rocheuse échantillonnée a subi une **période d'enfouissement** dont la durée est donnée par le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ (lignes horizontales). Dans ce cas de figure, la concentration en cosmonucléides résulte d'une histoire d'exposition relativement complexe, caractérisée par des **phases d'exposition multiples et discontinues**. Très souvent, l'enfouissement est synonyme de fossilisation de la surface rocheuse par recouvrement sédimentaire ; aussi durant la phase d'enfouissement, la concentration de cosmonucléide continue de décroître par décroissance radioactive tandis que l'accumulation *in situ* liée au bombardement cosmique et les pertes par érosion subaérienne sont totalement bloquées. En contexte glaciaire, l'enfouissement peut traduire un recouvrement sédimentaire (placage de till ou autre) mais aussi un recouvrement de la surface rocheuse par un glacier au potentiel érosif suffisamment faible pour que la tranche de roche prélevée durant la phase d'englacement soit inférieure à 2-3 m et que la dose de cosmonucléide acquise avant la phase d'englacement ne soit pas totalement éliminée. Cette paléo-dose constitue un **héritage d'exposition** (Fig. 4.9).

Fig. 4.9 : Rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, durée d'enfouissement et héritage d'exposition en contexte glaciaire
(Extrait de Staiger et al., 2005, modifié)



Dans l'exemple de la figure 4.9, l'échantillon A fournit une datation qui a un sens en terme de chronologie de la déglaciation car la surface rocheuse échantillonnée a subi une érosion nulle depuis son exposition initiale (cf. position de l'échantillon sur la courbe en gras supérieure). De plus, cet échantillon n'a pas subi de phase d'enfouissement. La concentration de ^{10}Be mesurée sur cet échantillon a donc été acquise au cours d'une seule et unique phase d'exposition au rayonnement cosmique. Sur ces bases, on montre que cette surface ne souffre pas d'un héritage d'exposition.

En revanche, les cinq autres échantillons montrent un rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ inférieur à 6. Cela signifie que ces échantillons ont subi une phase d'enfouissement plus ou moins prolongée (enfouissement par la glace et probablement aussi par recouvrement sédimentaire). Autrement dit, la concentration de ^{10}Be mesurée sur ces surfaces rocheuses a été acquise au cours d'une histoire d'exposition complexe faite de phases d'exposition (quand la surface rocheuse est déglacée) et d'enfouissement (quand la surface rocheuse est recouverte par la glace et/ou par des sédiments, tills ou autres). Compte tenu de cela, les données cosmogéniques n'ont pas un grand intérêt chronologique ; elles ne renseignent pas directement l'âge de la dernière déglaciation de la surface rocheuse car une partie de la concentration de ^{10}Be a été acquise avant l'enfouissement (héritage d'exposition). Par contre, elles ont un sens en termes d'efficacité de l'érosion glaciaire car la présence d'une paléodose de cosmonucléide sur une surface rocheuse qui a été englacée montre que la tranche érodée durant cette phase d'englacement a été inférieure à 2-3 m.

Dans ce travail, nous n'avons utilisé qu'un seul cosmonucléide, le ^{10}Be , essentiellement pour des raisons techniques et financières. La raison technique est que le tandétron de Gif-sur-Yvette, contrairement à celui de CEREGE (*Aster*), ne produisait pas de données ^{26}Al . Or, au moment de l'échantillonnage, l'accélérateur du CEREGE n'était pas encore en service et il était question que tous nos échantillons soient traités à Gif-sur-Yvette. Finalement, les échantillons Py06 prélevés en Ariège ont pu être mesurés sur *Aster*, ce qui a permis d'avoir des marges d'erreur sensiblement plus faibles (cf. chapitre 6) mais, pour des raisons de coûts, il n'a pas été possible de produire des couples de données ^{10}Be et ^{26}Al . Cela explique certaines orientations de la stratégie d'échantillonnage.

2.3.3- la stratégie d'échantillonnage

La stratégie d'échantillonnage mise en œuvre dans ce travail s'inscrit dans deux logiques complémentaires : une logique de datation des stades d'englacement pléistocène, et une logique méthodologique.

**** Logique de datation des stades d'engagements würmiens et pré- würmiens***

Dans cette optique, les critères de sélection des surfaces rocheuses échantillonnées répondent aux contraintes méthodologiques liées à l'utilisation du ^{10}Be comme outil de datation. Cela suppose que :

- la surface rocheuse échantillonnée a été suffisamment érodée au cours de la dernière phase d'englacement pour que le compteur ^{10}Be ait été remis à zéro et que la concentration de ^{10}Be *in situ* mesurée ne soit pas en partie héritée de l'interstade ou de l'interglaciaire précédent.

- le taux d'érosion enregistré par la surface rocheuse échantillonnée depuis son exposition initiale, lors de la déglaciation, soit faible ou nulle.
- l'écrantage topographique a été le plus limité possible afin de maximiser les conditions d'exposition au rayonnement cosmique.
- un masque sédimentaire n'ait pas entravé l'accumulation de ^{10}Be depuis l'exposition initiale.

Pour répondre à cette série de critères, nous avons échantillonné en priorité des **surfaces rocheuses polies par le passage du glacier** (Fig. 4.10). La conservation du poli garantit l'absence d'érosion depuis la déglaciation et l'exposition initiale de la surface échantillonnée. Les prélèvements ont porté sur des surfaces sub-horizontales localisées sur la partie sommitale de verrous rocheux afin de minimiser l'écrantage topographique. Nous avons privilégié les zones de verrous situées dans l'axe des principaux flux de glace, c'est-à-dire là où le potentiel érosif est *a priori* important, afin de limiter le risque d'héritage. Les **blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques** offrent un autre type de support d'échantillonnage fréquemment utilisé dans le cadre de datation des stades d'englacement par les cosmonucléides (^{10}Be mais aussi ^{36}Cl). Dans ce cas, le choix de mégablocs (1 à 5 m de grand axe) aux formes arrondies, émoussées et sans trace d'écaillage garantit une érosion limitée du bloc depuis son exposition initiale. Par ailleurs, de tels blocs ont peu de chances de provenir directement des versants supraglaciaires et donc de présenter un risque d'héritage d'exposition. En revanche, leur usure suggère un mode de transport essentiellement sous-glaciaire, voire une provenance par arrachement depuis le lit glaciaire. Comme pour les polis, les prélèvements ont porté sur des surfaces sub-horizontales localisées sur la partie sommitale des blocs afin de limiter l'écrantage topographique (Fig. 4.11 et 4.12).

Dans ces conditions, les temps d'exposition obtenus sur polis comme sur blocs erratiques devraient permettre de dater directement la déglaciation de la bosse rocheuse dans le cas d'un échantillon sur poli et le retrait du glacier en arrière de la construction morainique échantillonnée dans le cas d'un bloc erratique. Cependant, les critères d'échantillonnage présentés *supra* ne garantissent pas l'absence d'un recouvrement sédimentaire susceptible d'avoir entravé, ne serait-ce qu'un temps, l'accumulation de ^{10}Be . En effet, les prélèvements sur polis ont ciblé des surfaces rocheuses sub-horizontales localisées sur la partie sommitale des verrous car cela permet de minimiser l'écrantage topographique. Cependant, ces conditions sont aussi favorables au maintien tardif, après la déglaciation, de placages de till. On peut même imaginer que la préservation de surfaces polies est étroitement liée à leur fossilisation. De même, la datation d'un stade de déglaciation à partir des blocs erratiques enchâssés dans une construction morainique suppose que le bloc échantillonné n'a pas été tardivement déchaussé de la matrice morainique, auquel cas le temps d'exposition enregistré ne date pas le retrait de la glace en arrière de la construction morainique, mais la mise à jour du bloc par des processus d'érosion post-glaciaire. Une première série de travaux avait permis de montrer que les cordons morainiques sont des formes certes fragiles mais qui se dégradent à un rythme suffisamment lent pour que les datations par cosmonucléides sur blocs soient fiables (Zreda et al., 1994 ; Zreda 1995). Dans le prolongement de ces premières études, Putkonen & Swanson (2003) préconisent d'échantillonner un nombre minimum de blocs. Un modèle de dégradation des surfaces morainiques leur a permis de montrer qu'on a de très grandes chances (probabilité de 95%) que le bloc erratique le plus ancien donne assez directement ($\geq 90\%$) l'âge réel (ou requis) à condition d'échantillonner au minimum 6 à 7 blocs sur des moraines anciennes et hautes (40–100 ka et 50-100 m de haut) mais seulement 1

à 4 blocs pour les moraines de petite taille (10-20 m de haut). Dans le présent travail, la plupart des constructions morainiques échantillonnées sont de petite taille ; 2 à 3 blocs par cordon morainique ont en général été échantillonnés.

Au total, la stratégie d'échantillonnage exposée ci-dessus reprend les critères de sélection des surfaces rocheuses les plus fréquemment retenus. Le principal inconvénient de cette stratégie d'échantillonnage est de ne pas prendre en compte de manière satisfaisante le risque de rajeunissement des temps d'exposition qu'un recouvrement sédimentaire est susceptible de générer. Or, ce risque est supposé majeur dans les travaux plus récents de Putkonen (Putkonen et al., 2006, 2008), mais il dépend en réalité très fortement de la diversité des systèmes d'érosion postglaciaires. La première série de résultats (Delmas et al., 2008) a montré que ces précautions d'échantillonnage ne permettent pas non plus de totalement lever le risque d'héritage sur les verrous. Cela nous a conduit définir de nouveaux critères d'échantillonnage destinés à limiter, dans le bassin de l'Ariège mais aussi de la Têt, les risques de vieillissement par héritage ou de rajeunissement par recouvrement sédimentaire¹.

*** Logique méthodologique**

Neufs sites témoins ont fait l'objet d'un échantillonnage sensiblement différent de celui qui est exposé ci-dessus. Tous correspondent à des verrous localisés dans l'axe des vallées afin de limiter le risque d'héritage d'exposition. Sur ces sites témoins, l'échantillonnage a porté sur deux à trois types de surfaces rocheuses :

- Des surfaces polies localisées sur la partie sommitale du verrou, décrites *supra*.

- Des surfaces polies localisées sur les parois de la bosse rocheuse. Les surfaces ont été prélevées sur des zones montrant des traces d'arrachement par *quarrying* (Fig. 6.4, 6.5, 6.6, 6.7). Pour éviter la confusion avec des traces d'arrachement liées à la détente post-glaciaire, les prélèvements ont porté exclusivement sur des surfaces polies par le passage du glacier. Cela permet, en outre, de garantir un taux d'érosion nul depuis la déglaciation du verrou en question. Ces surfaces polies en position latérales et associées à des traces d'arrachement par *quarrying* souffrent d'un écrantage topographique nettement plus important que celui des surfaces polies échantillonnées en position sommitale. Par contre, ces surfaces en pente présentent l'avantage d'être moins exposées au risque « rajeunissement par recouvrement sédimentaire » que sur les surfaces sub-horizontales sommitales. Sur le terrain, les mesures d'écrantage ont porté sur (i) la pente de la surface polie échantillonnée et (ii) le masque topographique sur l'horizon.

- Des surfaces de blocs erratiques posés sur le sommet du verrou témoin, à même le substrat rocheux, sans matrice morainique. Les blocs erratiques échantillonnés présentent les mêmes caractéristiques que ceux qui ont été prélevés sur cordon morainique (cf. *supra*).

¹ Notons que le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ indique l'existence éventuelle d'une phase d'enfouissement mais ne permet pas d'identifier la nature de cet enfouissement : enfouissement par recouvrement glaciaire de la surface rocheuse et donc risque de vieillissement ou enfouissement par placage de till et donc risque de rajeunissement.

Fig. 4.10 : Un échantillonnage portant sur des surfaces rocheuses polies par le passage du glacier



A – Surface polie par le passage du glacier wurmien. Poli localisé sur le site d'échantillonnage I de la marge sud-est du massif du Carlit.



B – Poli glaciaire mis en saillie par la dégradation post-glaciaire des surfaces rocheuses. Poli localisé sur le site d'échantillonnage I de la marge sud-est du massif du Carlit (**Têt I3, Py05-22, surface datée par ^{10}Be à $20 \pm 2,7$ ka**).

Fig. 4.11 : Un échantillonnage portant sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques (photos A et B)



A – Blocs erratique en relation avec le stade Borde du bassin glaciaire de la Têt (vallum morainique frontal de Mont-Louis). Le prélèvement a été réalisé sur le sommet du bloc afin de limiter l'écrantage topographique. Noter par ailleurs la forme émoussée de la partie supérieure du bloc, qui suggère une érosion post-glaciaire relativement limitée. **Sommet bloc daté à $21,1 \pm 3,1$ ka (Têt C3 , Py04-15)**



B - Blocs erratique en relation avec le stade Bompas du bassin glaciaire ariégeois. Echantillonnage de la partie supérieure du bloc (**Ariège H1, Py06-02, surface datée à $16,7 \pm 1$ ka**).

Fig. 4.12 : Un échantillonnage portant sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques (photos C et D)



C - Blocs erratique posé sur le cordon morainique frontal qui barre l'étang Llat (Têt H2, Py04-02, sommet de bloc daté à $18,4 \pm 2,3$ ka).



D - Bloc erratique posé sur le cordon morainique frontal que barre l'étang Llat, sur la marge sud-est du massif du Carlit. Noter l'abrasion de la partie supérieure du bloc (Têt H1, Py04-01, sommet de bloc daté à $11 \pm 1,3$ BP).

La table 4.2 récapitule les types de surfaces rocheuses échantillonnées sur chacun de ces sites. Cet échantillonnage complémentaire sur faces latérales de verrous devrait permettre de limiter à la fois **le risque de vieillissement par héritage et de rajeunissement par recouvrement sédimentaire**. En effet, si toutes les données ^{10}Be acquises sur un même site de verrou donnent le même âge, cela montre que les datations ne souffrent ni de vieillissement par héritage, ni de rajeunissement par recouvrement sédimentaire tardif. Si les datations donnent au contraire des âges différents : cela signifie que certains résultats sont erronés. Or, pour déterminer quels sont les résultats erronés et éventuellement et la nature de la pollution, il est nécessaire de pouvoir confronter directement les données ^{10}Be avec d'autres méthodes de datation car la mesure du $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ne permet pas de faire la part, pour un échantillon donné, du risque vieillissement par héritage et rajeunissement par recouvrement sédimentaire¹.

Tabl. 4.2 : Caractéristiques de l'échantillonnage des sites de verrous

Nom site	Sommet verrou	Paroi verrou	Bloc erratique
Barri (Ariège E)	2	1	1
Pujoles aval (Ariège F)	1	1	-
Pujoles amont (Ariège G)	1	-	1
Perles (Ariège J)	1	-	1
Ax-les Thermes (Ariège K)	2	1	-
Freychinèdes (Ariège L)	2	1	-
Borde (Têt E)	1	1	-
Bouillouses (Têt G)	1	1	-
Llat (Têt I)	2	2	-
Amont Grave (Têt P)	1	3	-

Dans cette optique, les sites d'échantillonnage de surfaces rocheuses en vue de datation ^{10}Be ont systématiquement été localisés à proximité et en relation avec les remplissages glaciolacustres et/ou fluvioglaciaire qui ont par ailleurs fait l'objet de tentatives de datation par ^{14}C et/ou OSL (Table 4.1).

Conclusion

Ces réflexions méthodologiques débouchent finalement sur un nouvel axe de recherche qui consiste à s'interroger sur les stratégies d'échantillonnage les plus pertinentes à mettre en œuvre en matière de datation des stades d'englacement à partir du ^{10}Be . Quelques publications concernent la validité des datations obtenues sur blocs erratiques de cordons morainiques (Zreda et al., 1994 ; Zreda 1995 ; Putkonen & Swanson, 2003 ; Putkonen et al., 2006 ; Putkonen et al., 2008) mais, à notre connaissance, rien n'a été publié encore concernant les stratégies d'échantillonnage prioritaires lorsqu'il s'agit de dater la déglaciation de zones de verrous polies par la glace. Or, ce type de surface rocheuse compense avantageusement dans certains cas l'absence de cordons morainiques et de blocs erratiques prélevables.

¹ Le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ indique l'existence éventuelle d'une phase d'enfouissement et la durée de cette phase d'enfouissement. En contexte glaciaire, cet enfouissement peut correspondre soit à un masque sédimentaire (placage de till recouvrant un temps un verrou rocheux poli par la glace, bloc erratique enchâssé un temps dans une matrice morainique), soit à une phase d'englacement au cours de laquelle l'érosion de la surface rocheuse échantillonnée n'a pas été suffisante pour que la concentration de ^{10}Be acquise avant la phase d'englacement soit totalement éliminée (héritage d'exposition), soit les deux phénomènes à la fois (masque sédimentaire et héritage d'exposition). Le rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ne permet pas de faire la part de ces deux phénomènes et donc de discriminer le risque vieillissement par héritage d'exposition du risque rajeunissement par placage tardif de till ou exhumation tardive de bloc erratique de la matrice morainique.

Chapitre 5 :

L'emprise spatiale des paléoenglacements quaternaires

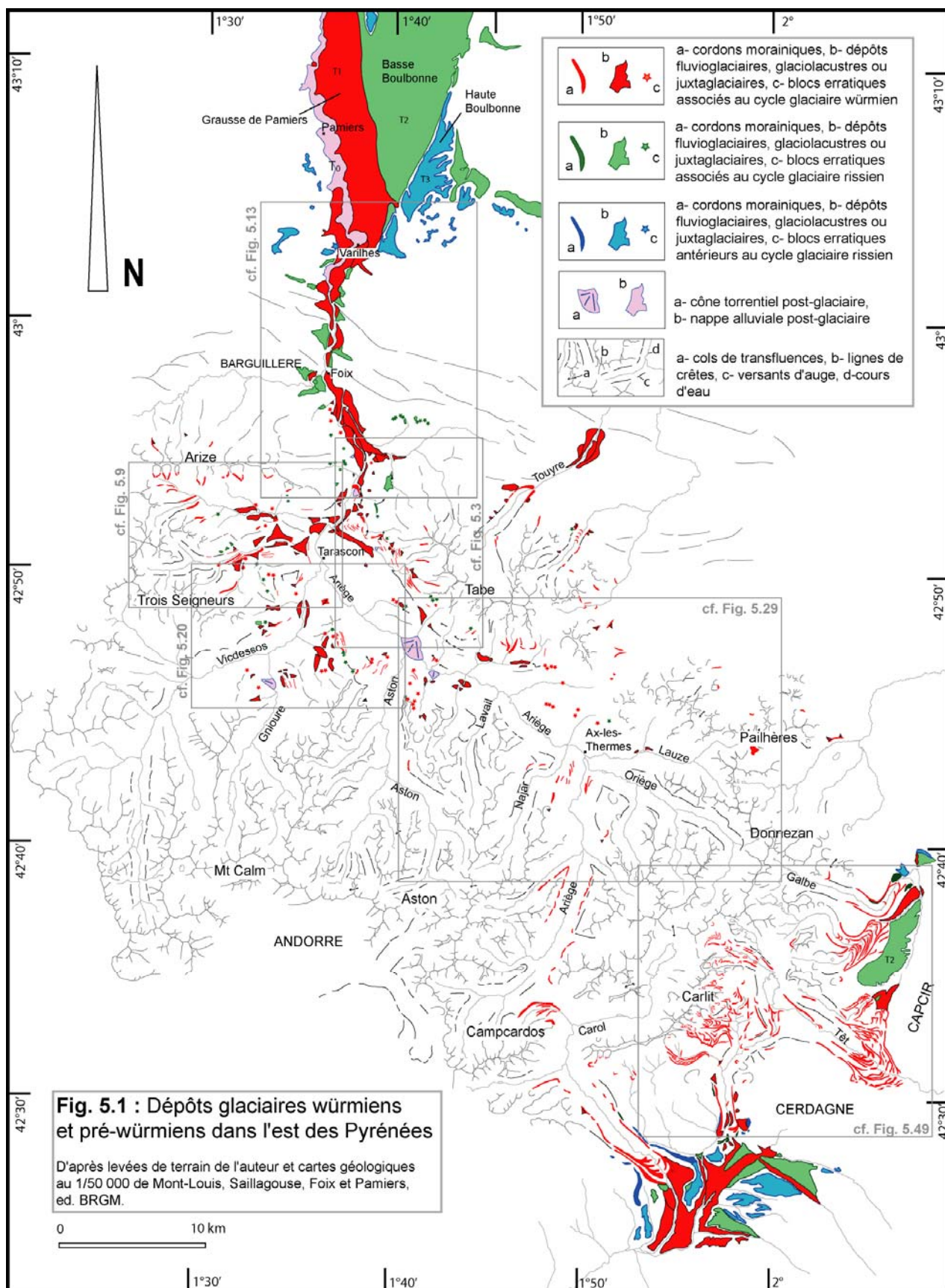
Introduction

Ce chapitre présente la cartographie des formes et dépôts glaciaires sur laquelle se fonde la définition de l'emprise spatiale des paléoenglacements quaternaires est-pyrénéens. L'analyse est limitée à deux bassins glaciaires témoins du fort contraste de façade qui caractérise le tronçon oriental des Pyrénées.

* *Le bassin glaciaire ariégeois*, long de près de 70 km, compte parmi les plus beaux glaciers de vallée composite de la façade nord-pyrénéenne. Le glacier de l'Ariège recevait les glaces issues des bassins affluents de la Lauze, de l'Oriège, du Najar, de l'Aston et du Vicdessos. La configuration topographique du bassin glaciaire explique le caractère dissymétrique des paléoenglacements avec une zone d'alimentation glaciaire située en rive gauche alors que, sur la rive droite, les massifs d'avant-pays étaient le siège de glaciers locaux de petite taille et plus ou moins confluent avec la langue principale.

* *Le système glaciaire localisé sur la marge sud-est du massif du Carlit* contraste à bien des points de vue avec son homologue du versant nord : contraste de taille d'abord avec une superficie qui représente environ le quart du système glaciaire ariégeois, contraste de dispositif également avec une configuration topographique favorable à l'étalement de la glace et à un dispositif rayonnant des émissaires glaciaires. Néanmoins, la marge sud-est du massif du Carlit occupe une position charnière entre les deux versants de la chaîne et bénéficie, à la faveur des cols situés dans l'axe des flux humides venus du nord-ouest, d'une meilleure alimentation que les massifs orientaux et méridionaux du Madrès et du Canigou-Carança. Ces conditions d'alimentation relativement favorables expliquent que la marge sud-est du Carlit ait porté les plus beaux glaciers de la façade méditerranéenne des Pyrénées orientales. Nous avons préféré ne pas retenir le Carol comme bassin glaciaire témoin du domaine méditerranéen dans la mesure où les dépôts würmiens y sont nettement moins bien préservés que sur les topographies de plateau du Carlit méridional. Par contre, c'est sur le Carol que les complexes terminaux würmiens et pré-würmiens sont les mieux préservés. Nous ne reviendrons pas dans ce chapitre sur les arguments altérologiques et géométriques qui ont permis de distinguer trois générations de dépôts morainiques et fluvioglaciaires (Calvet, 1996; voir section 2.1 du chapitre 3).

Plusieurs cartes montrent la répartition spatiale des séquences de formes et de dépôts décrites dans ce chapitre. Les cartes ont été levées au 1/25 000 et synthétisées sur un fond au 1/50 000 que nous livrons ici sous forme de 6 planches (Fig. 5.3, 5.9, 5.13, 5.20, 5.29, 5.50 et Fig. 5.1 pour consulter le tableau d'assemblage de ces différentes planches).



1- Le bassin ariégeois

La figure 3.2 synthétise la vision du glaciaire ariégeois proposée par F. Taillefer dans son article de 1985 « Idées actuelles sur les glaciations des Pyrénées de l'Ariège ». L'ensemble des publications parues ultérieurement reprennent la même paléogéographie et chronologie en trois temps des stades d'englacement quaternaire (Bilotte et al., 1988).

- Une « phase d'expansion maximale » en position « externe » assimilée au Riss (phase de Foix).
- La « phase de Garrabet » en position « interne » assimilée au Würm.
- La « phase des cirques » dans les hautes vallées assimilée à un « néoglaciale » ou au Tardiglaciaire.

Comme nous l'avons signalé, les attributions au Riss et au Würm proposées par F. Taillefer (1985) ne reposent pas sur une analyse détaillée de l'état d'altération des dépôts morainique comparable à celle réalisée par J. Hubschman (1973 ; 1975 ; 1984) sur les nappes fluvioglaciaires. Elles résultent en fait d'un aménagement du modèle monoglaciale qui a consisté à appliquer aux séquences de formes pyrénéennes la chronologie alpine (cf. chapitre 3). Dans ce travail, la prise en compte de l'état d'altération des dépôts glaciaires permet de montrer que (i) les dépôts en position « externe » renferment en fait des matériaux contemporains de cycles glaciaires würmien et pré-würmien, (ii) que la phase Garrabet ne jalonne pas le maximum d'extension würmien (MEG Würm) mais un stade d'englacement sensiblement en retrait par rapport à l'emprise würmienne maximale. C'est dans le bassin de Tarascon que la morphostratigraphie des dépôts glaciaires permet d'asseoir cette nouvelle chronologie relative des glaciations quaternaires du bassin ariégeois.

1.1- Le glacier de l'Ariège dans le bassin de Tarascon

Nous traitons ici du tronçon de vallée situé entre les cluses de Sabart, d'Ussat, du Pas de Soulobrie à l'amont et la gorge de Garrabet à l'aval. Dans ce secteur, la configuration morphostructurale du bassin glaciaire a favorisé l'étalement de la glace en larges lobes de diffuence au front desquels se sont déposées les séquences morainiques et juxtaglaciaires les mieux préservées du bassin glaciaire ariégeois. Nous commençons par la retombée septentrionale du massif de Tabé car la continuité des raccords topographiques entre les dépôts localisés sur ce versant et les moraines frontales de Garrabet permet de fixer les premiers repères de la chronostratigraphie würmienne (Fig. 5.3).

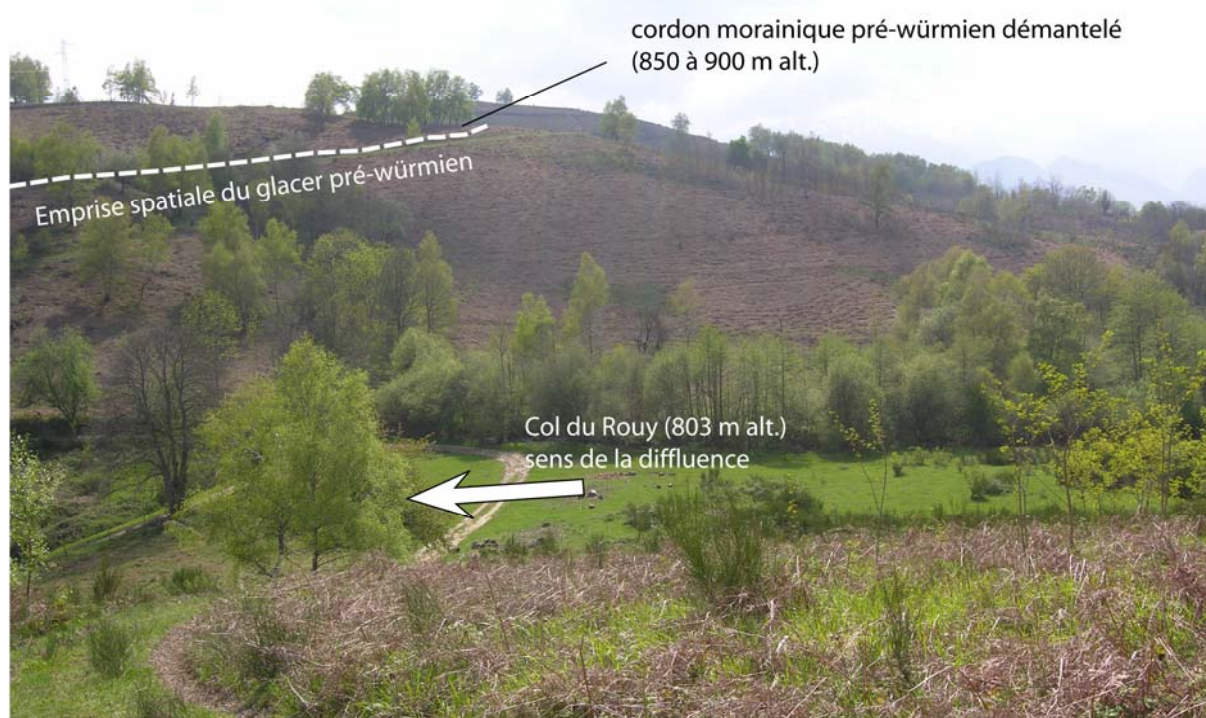
1.1.1- Une chronoséquence complète sur la retombée septentrionale du massif de Tabé

** Les jalons pré-würmiens du col du Rouy*

Un placage morainique composé d'une matrice argileuse et bariolée, de galets de taille décimétrique et de pétrographie variée (schistes quartzeux et granites totalement arénisés, Fig. 5.2-B) indique l'épaisseur du glacier de l'Ariège au droit de Mercus. Ce dépôt relativement compact semble correspondre à du till de fond ; il ne renseigne par conséquent que très imparfaitement l'épaisseur de la langue diffuente engagée dans le col du Rouy. Cependant, un cordon morainique à galets schisteux striés situé immédiatement en amont du col montre que la marge glaciaire se tenait environ entre 850 et 900 m d'altitude, soit quelques dizaines de mètres au-dessus du col de diffuence (803 m d'altitude Fig. 5.2-A). Ce cordon morainique

est composé de matériaux altérés comparables aux placages du col du Rouy et de blocs erratiques de taille métrique fortement corrodés en surface.

Fig. 5.2 : Les jalons morainiques pré-würmiens du Col du Rouy



A – Le site de diffluence du col du Rouy, vue depuis le nord. Noter les blocs erratiques épars au niveau du col. Des placages morainiques altérés se situent sur les versants de part et d'autre du col (photo B)

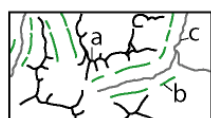


B – Placage morainique pré-würmien situé sur le flanc nord du col du Rouy. Noter les galets de schistes striés et les granites totalement arénisés (ligne pointillés).

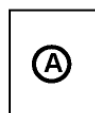
Légende des cartes géomorphologiques des formes et dépôts glaciaires du bassin de l'Ariège

(cf. Fig.5.3, 5.9, 5.13, 5.20 et 5.29)

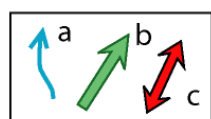
FORMES D'EROSION GLACIAIRE ET CADRE TOPOGRAPHIQUE



- a- Principales lignes de crêtes
- b- Principaux versants d'auge
- c- Principaux cours d'eau

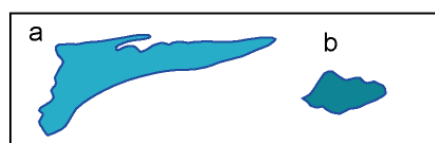


Les lettres localisent les sites d'échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be



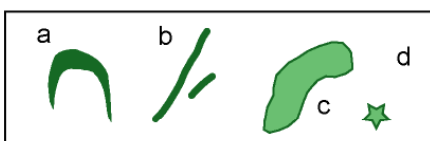
- a- sillons d'écoulement juxtaglaciaires
- b- Zone de difffluence : la couleur de la flèche désigne le dernier stade d'englacement auquel la difffluence a été fonctionné
- c- zone de transfluence

DEPÔTS GLACIAIRES ET FORMES CONSTRUITES



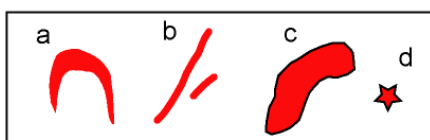
Dépôts antérieurs au Riss

- a- Nappes fluvioglaciaires associées à la génération T3
- b- Dépôts fluvioglaciaires associés aux générations T4 et T5



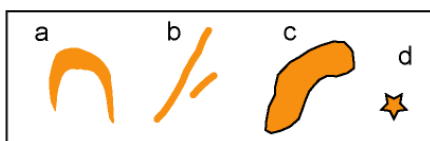
Dépôts glaciaires du cycle glaciaire rissien

- a- Cordons morainiques frontaux et latéraux
- b- Banquettes morainiques latérales
- c- Nappes fluvioglaciaires
- d- Blocs erratiques



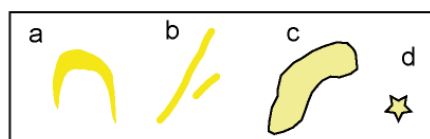
Dépôts glaciaires associés au MEG Würm

- a- Cordons morainiques frontaux et latéraux
- b- Banquettes morainiques latérales
- c- Dépôts fluvioglaciaires, glaciolacustres ou juxtaglaciaires
- d- Blocs erratiques



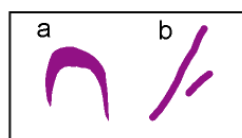
Dépôts glaciaires associés au stade Garrabet

- a- Cordons morainiques frontaux et latéraux
- b- Banquettes morainiques latérales
- c- Dépôts fluvioglaciaires, glaciolacustres ou juxtaglaciaires
- d- Blocs erratiques



Dépôts glaciaires associés aux stades Bompas-Arignac et Bernière

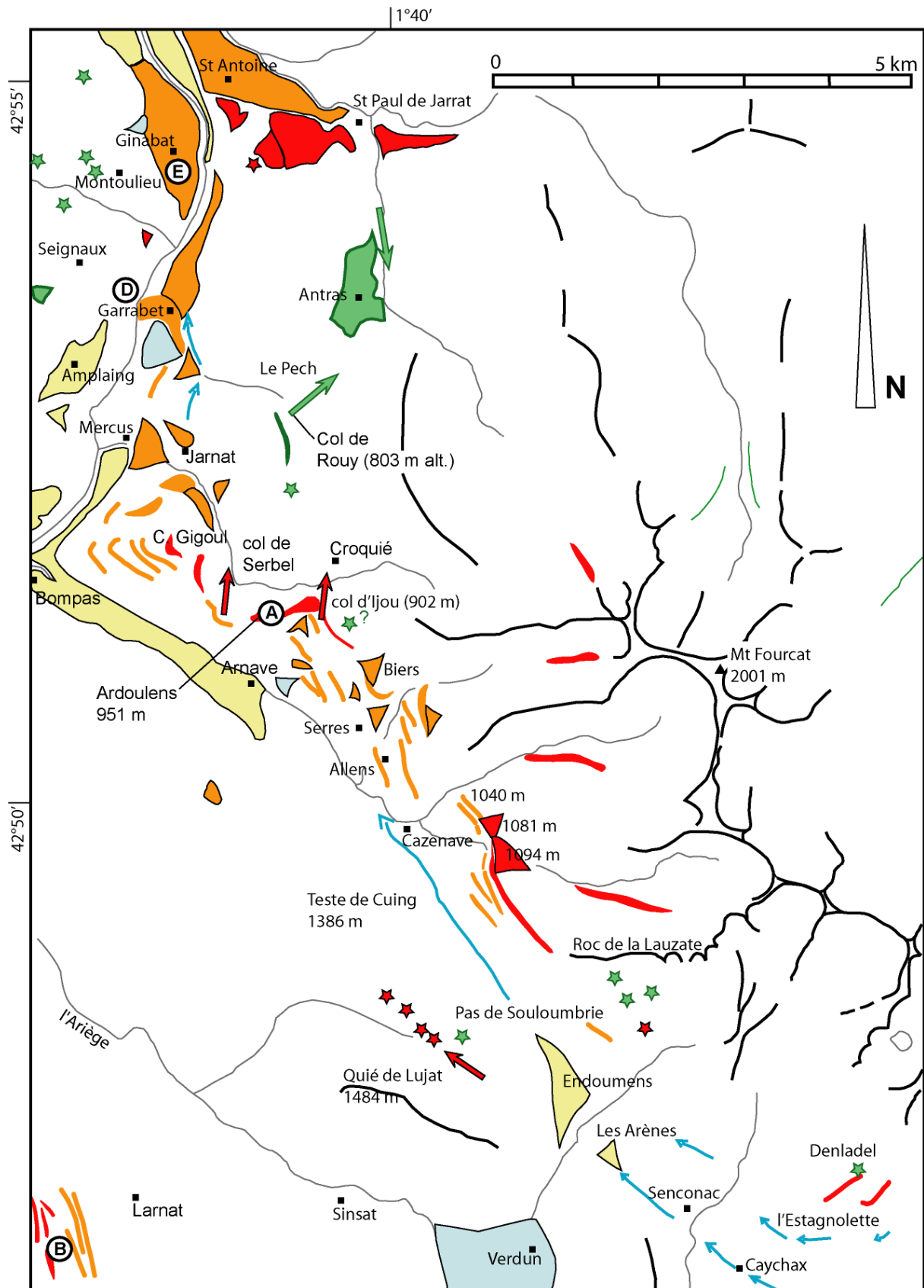
- a- Cordons morainiques frontaux et latéraux
- b- Banquettes morainiques latérales
- c- Dépôts fluvioglaciaires, glaciolacustres ou juxtaglaciaires
- d- Blocs erratiques



Dépôts glaciaires associés au stade Petche

- a- Cordons morainiques frontaux et latéraux
- b- Banquettes morainiques latérales

**Fig. 5.3 : Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires :
Bassin de Tarascon secteur Est
(Légende cf. p.157)**



*** *La séquence würmienne***

Tous les autres dépôts localisés sur la retombée septentrionale du massif de Tabe sont très faiblement altérés et présentent des faciès et des formes très fraîches permettant de les assimiler au cycle glaciaire würmien. La séquence würmienne présentée ici repose sur des observations réalisées le long de profils tracés entre les planchers actuels des vallées et les parties hautes des versants.

- *Un transect au niveau de Cazenave*

Quatre cordons morainiques de 3 à 4 m de hauteur sont échelonnés entre 1050 et 1200 m d'altitude. Les deux plus hauts sont topographiquement raccordés à deux obturations latérales, l'une à la côte 1094 m et l'autre à la côte 1081 m (Fig. 5.4-A). Vers l'aval, ces cordons passent à une banquette morainique située à 1040 m d'altitude (Fig. 5.4-B). Les deux cordons les plus bas jalonnent un stade de déglaciation une centaine de mètres en contrebas. Ce complexe morainique et juxtaglaciaire est exclusivement composé de matériaux frais : blocs erratiques métriques emballés dans une matrice relativement sableuse. Leur position sur le versant montre que le glacier würmien a largement recouvert la corniche structurale qui surplombe, en rive droite, l'auge de l'Ariège entre Ax-les Thermes et Tarascon. Entre le Pas de Soulobrie et Cazenave, l'épaisseur de la glace sur cette corniche structurale atteint au moins 350 m lors du MEG Würm. Les deux cordons inférieurs jalonnent un stade de déglaciation post-MEG Würm au cours duquel l'épaisseur de la glace n'était plus que de 200 m. La morphologie de vallée morte avec esquisses de paléoméandres qui caractérise l'axe du talweg a du être façonnée à la fois en contexte sous-glaciaire et proglaciaire, une fois la corniche déglacée.

Fig. 5.4 : La séquence würmienne de Cazenave



A – Obturation latérale à 1081 m d'altitude. Noter sur le gauche de la photo le cordon morainique qui barre l'obturation.



B – Banquette morainique latérale (1040 m alt.) située dans le prolongement aval des obturations de Cazenave à 1094 et 1081 m d'altitude.

- Un transect au niveau d'Allens et de Serres

On retrouve la même séquence de formes au droit des villages d'Allens et de Serres où la banquette morainique würmienne la plus perchée se tient à 1020 m d'altitude. Elle domine deux banquettes plus étroites, situées à 950 m pour l'une et 920 m pour l'autre, ainsi qu'un cordon morainique situé à 900 m d'altitude. Enfin, sous le village d'Allens, une dernière banquette morainique large d'une trentaine de mètres se tient vers 840 m d'altitude. Au nord de Serres, on ne retrouve que des formes de retrait : obturation latérale de Biers et banquette morainique entre 900 et 950 m d'altitude.

- Un transect entre Arnave et le Col d'Ijou

Le vallon situé entre le village d'Arnave et le Col d'Ijou renferme une séquence de formes et de dépôts particulièrement riche qui ne figure pourtant pas sur la carte géologique de Foix (Bilotte et al., 1988). Dans le prolongement de l'obturation de Biers, une banquette morainique continue sur plus de 500 m de long et située vers 920 m d'altitude indique que, lors du MEG Würm, la glace était suffisamment épaisse dans la vallée d'Arnave pour franchir le Col d'Ijou (902 m Fig. 5.5-A). Les épais placages morainiques qui recouvrent la butte d'Ardoulens (951 m d'altitude, Fig. 5.5-A) montrent que le glacier würmien engagé dans la vallée d'Arnave était suffisamment épais (400 m) pour former avec la langue ariégeoise un émissaire de glace unique d'une dizaine de kilomètres de large, de la retombée septentrionale du massif de Tabe aux contreforts de l'Arize.

Compte tenu de ce qui précède, les constructions morainiques situées en contrebas du col d'Ijou (une large banquette située immédiatement sous le col d'Ijou à 850 m d'altitude, un replat d'obturation situé à 800 m d'altitude et deux larges banquettes étagées entre 700 et 750 m d'altitude, Fig. 5.5-B) ainsi que la banquette située au niveau du col de Serbel (809 m, Fig. 5.5-C) correspondent à des stades de retrait post-MEG Würm. Tous les replats étagés sur ce versant n'ont certainement pas valeur de construction de marge glaciaire étant donné l'intensité de l'anthropisation et des terrassements réalisés par les paysans depuis plusieurs siècles au moins. Cependant, nous n'avons cartographié que les formes suffisamment amples (plusieurs dizaines de mètres de large et de long) pour y voir le prolongement des banquettes ou cordons morainiques observés plus en amont. Ces constructions morainiques jalonnent l'amaigrissement de la branche du glacier ariégeois issue du Pas de Soulobrie et engagée dans la vallée d'Arnave. La fin de la diffuence par le col d'Ijou est soulignée par la large banquette située immédiatement sous le col à 850 m d'altitude. A ce stade, la diffuence par le col de Serbel est probablement encore fonctionnelle. Par contre, elle a cessé de fonctionner lorsque se dépose la banquette installée au niveau de ce col. La glace est alors suffisamment épaisse dans la vallée d'Arnave (300 m) pour rejoindre la branche principale du glacier ariégeois. Les banquettes inférieures en revanche sont associées à une langue de glace considérablement amaigrie, épaisse d'une centaine de mètres au niveau du village d'Arnave, et en voie de disjonction avec la glace engagée dans le bassin de Tarascon.

- Un transect entre Bompas et le Cap de Gigoul

Les cordons morainiques qui surmontent le Cap de Gigoul (vers 860 et 870 m d'altitude) sont probablement contemporains du MEG Würm. En contrebas, quatre banquettes morainiques étagées 830, 740 et 680 m d'altitude correspondent quant à elles à des stades de retrait post-MEG Würm. Compte tenu de leur altitude, les banquettes supérieures (celles à 830

et 740 m) peuvent être corrélées au niveau du col de Serbel et la banquette inférieure (celle à 680 m) aux niveaux étagés entre 700 et 750 m d'altitude au-dessus du village d'Arnave.

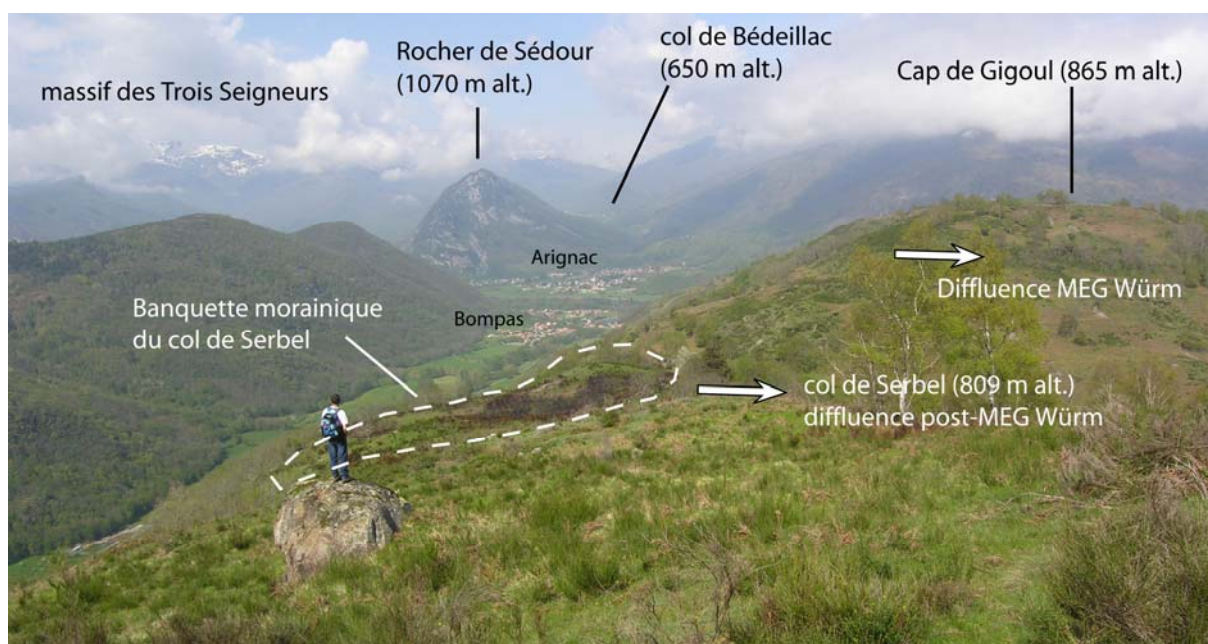
Fig. 5.5 : Les séquences de formes situées en rive droite de la vallée d'Arnave



A – Crête d'Ardoulens, vue depuis le col d'Ijou. Les jalons morainiques MEG würm recouvrent la butte d'Ardoulens (951 m d'altitude).



B – Banquettes morainiques situées entre 700 et 750 m d'altitude sur le sentier entre Arnave et le col d'Ijou. Vue depuis isohypse 800 m alt.



C – Col de Serbel et plateau du Cap de Gigoul, vue depuis le revers nord de la butte d'Ardoulens.

- En direction de Mercus et de Garrabet (rive droite Ariège)

Vers l'aval, en direction de Mercus (Fig. 5.6-B), un cordon morainique enraciné à 750 m d'altitude montre la continuité du raccord entre les replats supérieurs du Cap de Gigoul et les obturations supérieures du talweg de Serbel situées à 680 m d'altitude en rive gauche et vers 660 m d'altitude en rive droite au niveau du village de Jarnat. Plus en aval, dans le talweg du Rouy, une obturation à 570 m d'altitude est directement raccordée au cordon le plus externe du vallum frontal de Garrabet. En contrebas de cette obturation, un large cône de déjection post-glaciaire recoupe le cordon morainique latéral le plus interne du vallum de Garrabet. Ce cordon (520 m d'altitude) est topographiquement raccordé à l'obturation qui domine le village de Mercus (530 m d'altitude). Il est probablement contemporain des niveaux inférieurs définis plus en amont en rive droite de la vallée d'Arnavé.

Dans ce tronçon de vallée, les jalons morainiques susceptibles de souligner l'emprise spatiale maximale atteinte par le glacier würmien sont particulièrement ténus ; on signalera seulement un placage de matériel morainique faiblement altéré entre 730 et 750 m d'altitude au lieu dit La Coume et un petit replat d'obturation à 710 m d'altitude un peu plus en aval.

*** Premiers éléments de chronostratigraphie**

Les séquences de formes et de dépôts décrites ci-dessus permettent de mettre en évidence (i) que l'emprise glaciaire maximale atteint au cours du cycle würmien est proche de celle atteinte par les glaciers pré-würmiens, (ii) que le stade de Garrabet longtemps corrélé au MEG Würm correspond en fait à un stade de déglaciation post-maximum encore suffisamment épais pour occuper la corniche structurale qui surplombe l'auge de l'Ariège. Ce stade de déglaciation a construit en rive droite de la vallée d'Arnavé trois voire quatre banquettes de retrait qui jalonnent l'amaigrissement progressif de la glace dans ce secteur.

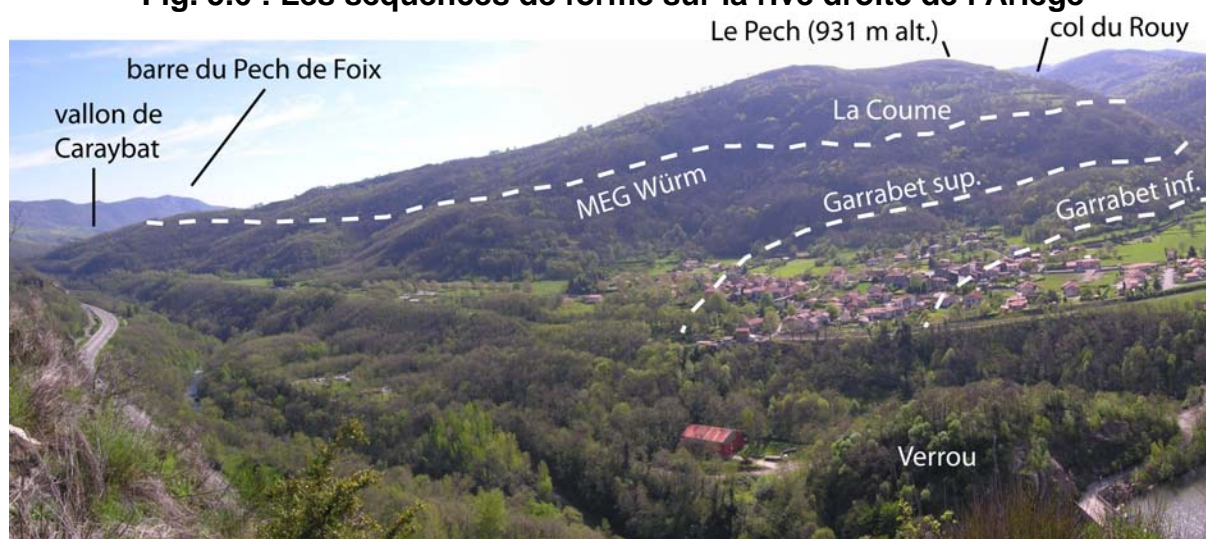
1.1.2- Les complexes terminaux de Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière

Ces trois vallum frontaux situés dans l'axe de l'Ariège en aval de Tarascon (Fig. 6.14) sont connus et décrits depuis longtemps. Ils ont été interprétés au début du siècle comme l'équivalent des trois générations de dépôts glaciaires individualisées dans les Alpes par A. Penck et E. Bruckner (Depéret cité in Faucher, 1937). L'évidence de leur appartenance à une seule et même génération a largement conforté l'hypothèse monoglacialiste développée dans les années 1960 et 1970. En effet, tous trois sont constitués de blocs erratiques de granite et de gneiss, de taille plurimétrique pour certains, emballés dans une matrice riche en sable et limons et faiblement altérée. Depuis F. Taillefer (1985), ces complexes morainiques et fluvioglaciaires sont réputés jalonner l'emprise maximale atteinte par le glacier würmien (Fig. 3.2). Les développements ci-dessus ont permis de montrer qu'il s'agit là en fait de stades d'englacement postérieurs au MEG Würm.

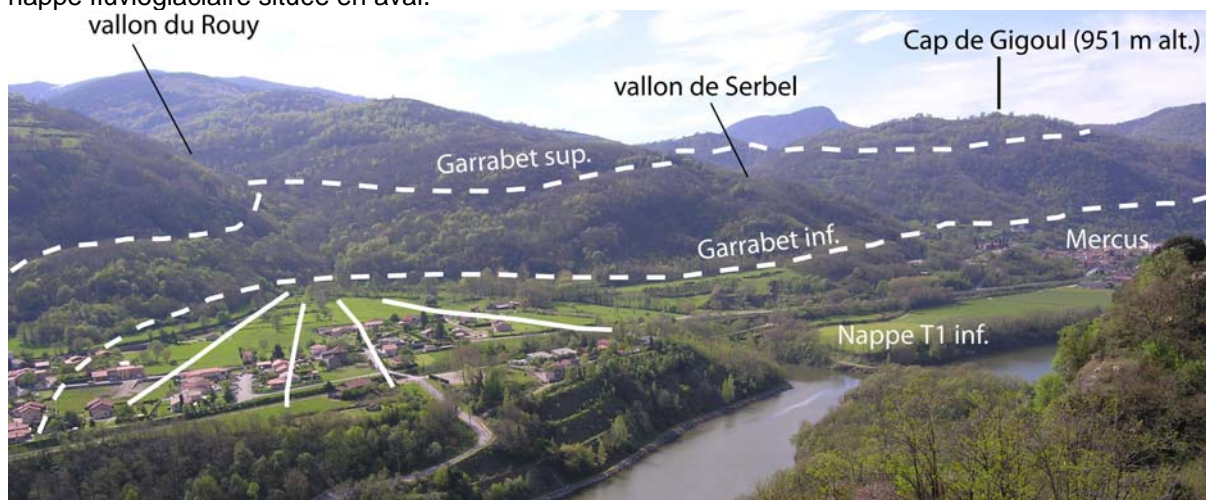
Le vallum de Garrabet correspond à une construction morainique peu proéminente ; le cordon frontal est bien conservé en rive droite du lit actuel de l'Ariège où il forme une butte d'une centaine de mètres de large et d'une vingtaine de mètres de haut topographiquement raccordé à sa nappe proglaciaire (Fig. 5.6-A). En rive gauche, les pentes sont trop raides pour porter des constructions morainiques latérales mais les observations précédentes, réalisées entre Mercus et Garrabet en rive droite de l'Ariège, permettent d'envisager au stade Garrabet un glacier franchissant le col de Teillet (590 m d'altitude, Fig. 5.6-C) et formant deux larges lobes diffluent de part et d'autre du Roc de Sédour. Les banquettes et cordons morainiques

situés entre 630 et 650 m d'altitude au-dessus du hameau de Ménac ont une position sur le versant compatible avec ce stade d'englacement post-maximum.

Fig. 5.6 : Les séquences de forme sur la rive droite de l'Ariège



A – Le complexe morainique et fluvioglaciaire de Garrabet, vue depuis le rocher du Barry. Noter le caractère émoussé du cordon frontal (au niveau du village) mais la continuité du raccord avec la nappe fluvioglaciaire située en aval.

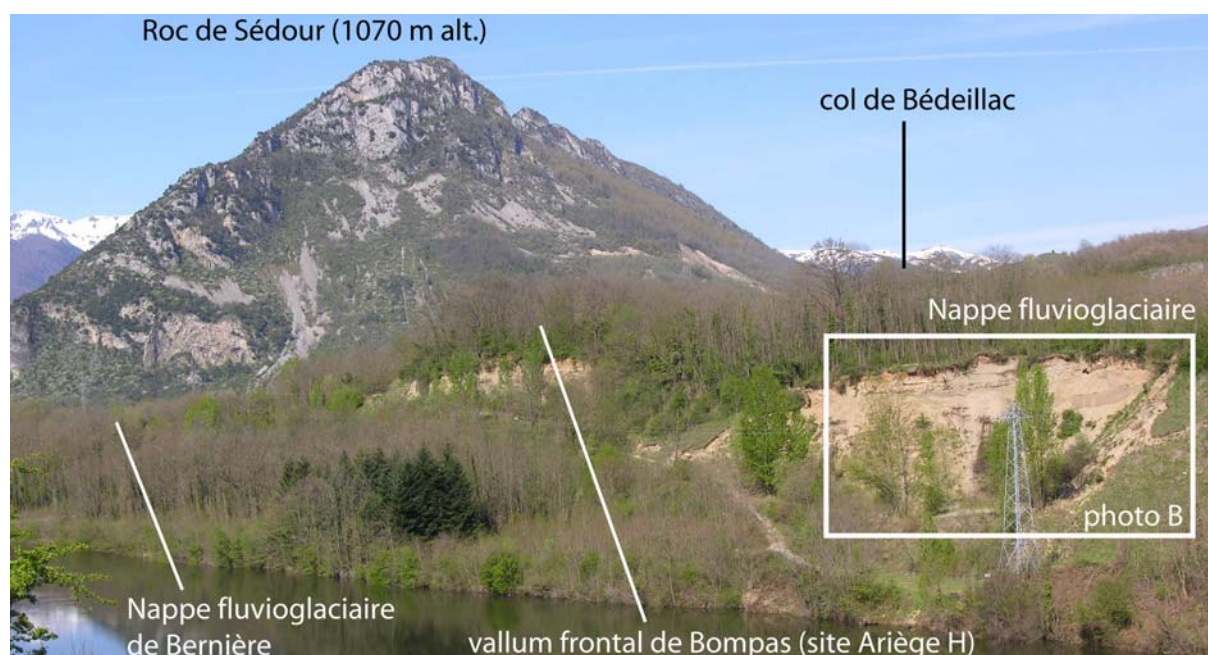


B – La rive droite de l'Ariège entre Mercus et Garrabet, vue depuis la rocher du Barry

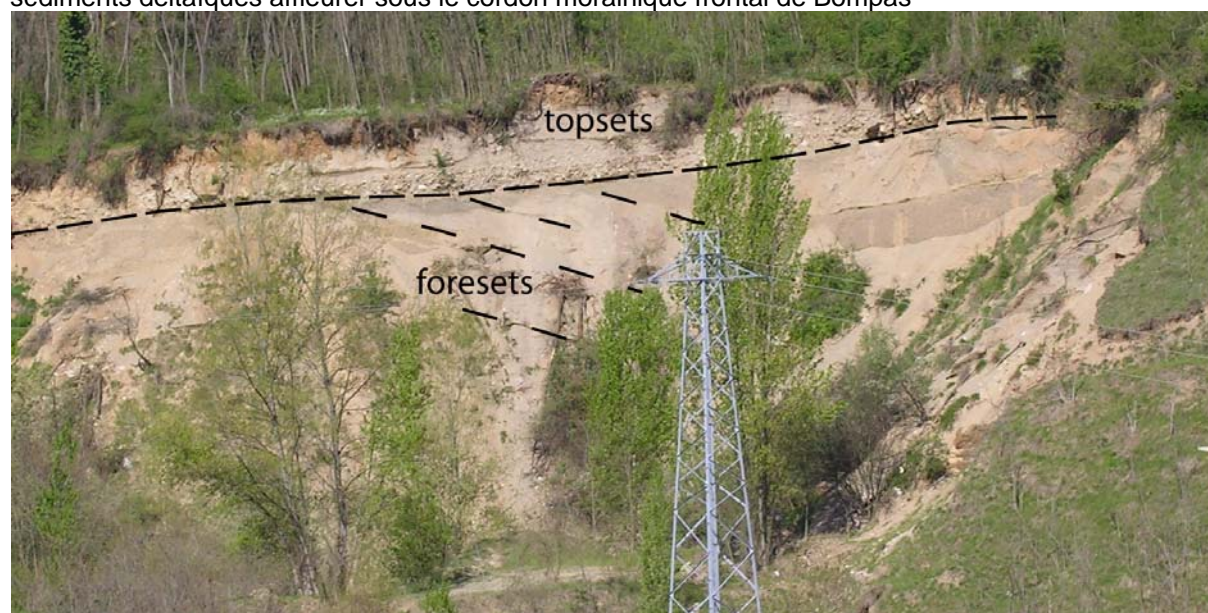


C – La vallée de l'Ariège en amont de Garrabet, vue depuis le rocher du Barry

Fig. 5.7 : Les dépôts morainiques et fluvioglaciaires de Bompas et de Bernière



A – Le complexe de Bompas en rive gauche de l'Ariège. On aperçoit, en amont de la carrière, les sédiments deltaïques affleurer sous le cordon morainique frontal de Bompas

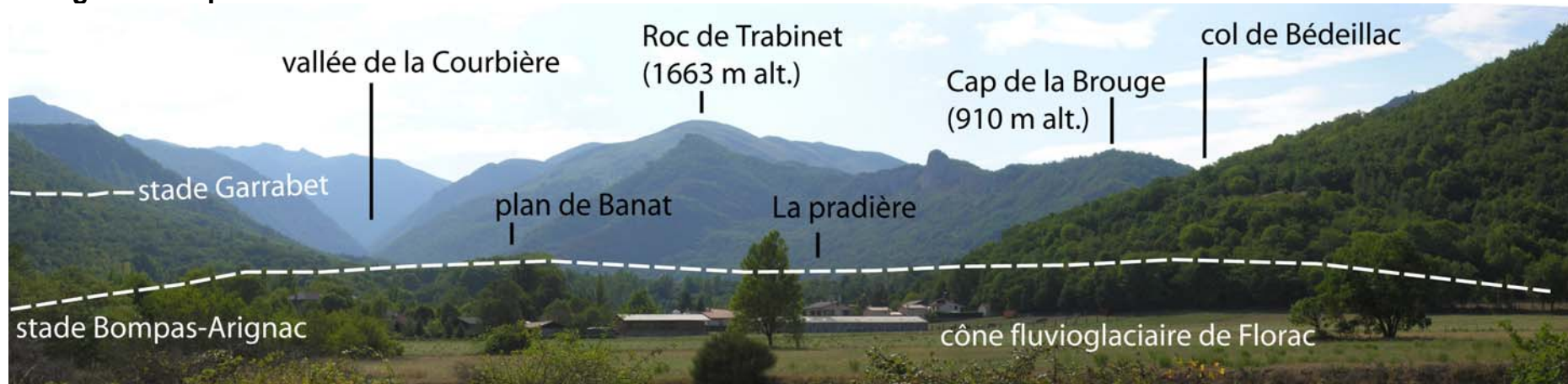


B – Remplissage fluvioglaciaire et deltaïque de Bompas. Noter la séquence sup. riche en galets et graviers (topset) et la séquence inf. deltaïque à litage oblique (foreset).

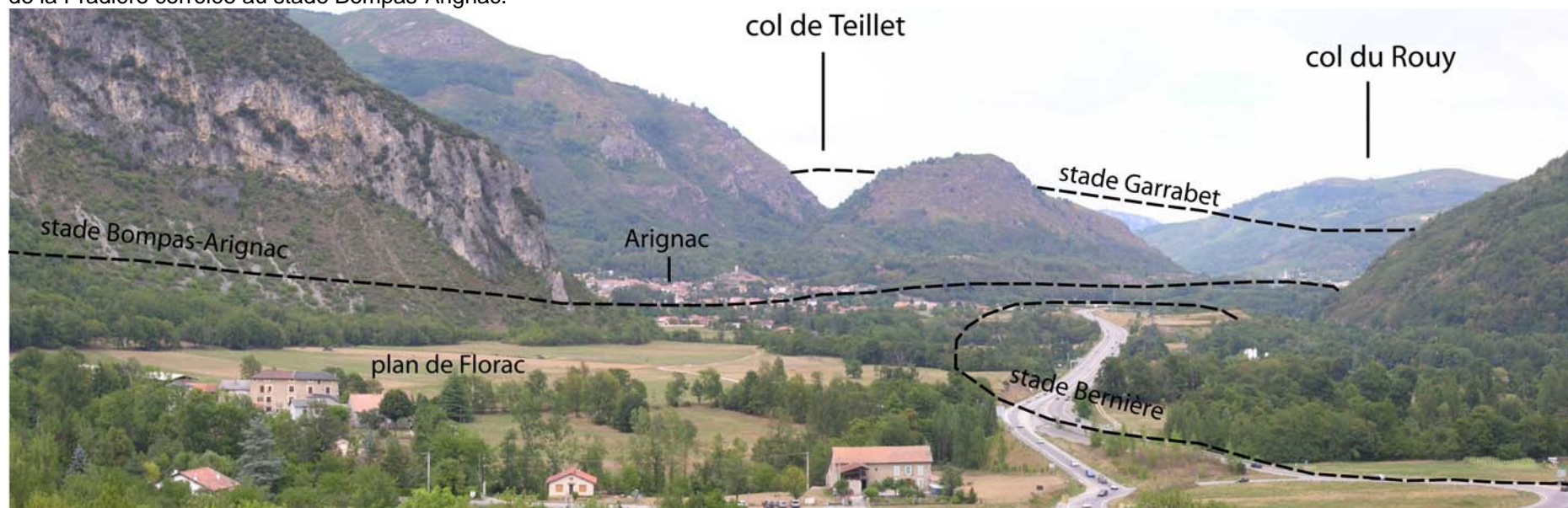


C – Cordon morainique frontal de Bernière et son cône proglaciaire.

Fig. 5.8 : Séquence würmienne de la basse Courbière et raccords avec les stades définis dans le bassin de Tarascon



A – La basse vallée de la Courbière, vue depuis le cône fluvioglaciaire de Florac. Noter en arrière de plan de Florac, les terrasses boisées de Rabat-Banat et de la Pradière corrélée au stade Bompas-Arignac.



B – Emprise spatiale des stades premiers stades de déglaciation dans le bassin de Tarascon.

Deux kilomètres en amont de Garrabet, le vallum de Bompas forme une butte boisée d'une trentaine de mètres de haut (Fig. 5.7-A) que le cours actuel de l'Ariège contourne en dessinant un lobe de méandre. Ce complexe morainique a barré la vallée d'Arnavé où un plan juxtaglaciaire situé entre 540 et 480 m d'altitude colmate avec une forte pente le fond de la vallée. Vers l'aval, le vallum frontal est topographiquement raccordé avec les nappes fluvioglaciaires de Mercus et d'Amplaing (480 m d'altitude, Fig. 5.6-B et C). La nappe de Mercus surmonte un remplissage fluvioglaciaire et deltaïque (Fig. 5.7-A et B) qui a fait l'objet d'une analyse sédimentologique et altérologique détaillée (Andrieu, 1983). L'auteur insiste sur l'abondance des calcaires dans la totalité de la formation comme principal indicateur du faible degré d'évolution de ces matériaux. En rive gauche, le vallum de Bompas se poursuit en direction d'Arignac où une moraine latérale barre un large replat d'obturation situé à 520 m d'altitude. En amont d'Arignac, la continuité des dépôts glaciaires se perd au contournement du roc de Sédour mais le raccord géométrique entre le complexe latéral d'Arignac et le plan de la Pradière (550-570 m d'altitude) est évident. Ce plan proglaciaire est barré par un bouchon morainique à 540-550 m d'altitude au niveau du village de Surba. Cela montre que le lobe terminal du glacier de l'Ariège au stade Bompas-Arignac-Surba faisait une centaine de mètres d'épaisseur dans le bassin de Tarascon, soit une langue de glace considérablement amaigrie par rapport au stade Garrabet, notamment car elle ne recevait plus la glace issue du Pas de Soulobrie et de la vallée d'Arnavé (Fig. 5.8-B).

Enfin 1 km en amont de Bompas, le vallum de Bernière forme une butte arquée d'environ 5 m de hauteur topographiquement raccordée au plan proglaciaire des Coumanines (450 m d'altitude, Fig. 5.7-C). Vers l'aval, ce plan se confond avec les nappes d'Amplaing et de Mercus signalées ci-dessus. En revanche, ce système de nappes, noté T1 inf. sur la carte 5.2, est nettement emboîté en contrebas de la nappe proglaciaire associée au vallum de Garrabet. Vers l'amont, le vallum de Bernière se prolonge en rive gauche par un cordon morainique latéral topographiquement raccordé au plan proglaciaire de Florac. Cette nappe est située à 470-490 m d'altitude, soit une cinquantaine de mètres en contrebas du plan de la Pradière (Fig. 5.8-A et B). Cela signifie qu'au stade Bernière le lobe de glace ariégeois qui franchit encore la cluse d'Ussat n'a plus qu'une épaisseur d'une cinquantaine de mètres. Mais ces estimations sont des valeurs minimales car elles ont été établies par rapport à l'altitude du cours actuel de l'Ariège et ne tiennent pas compte du colmatage alluvial post-glaciaire qui a très probablement élevé le plancher de la vallée. Des sondages dans l'ombilic de Tarascon ont montré la présence de 50 à 80 m de sédiments au-dessus du substrat rocheux (Bilotte et al., 1988) mais rien ne permet de différencier la part du colmatage post-glaciaire du colmatage réalisée au cours des interglaciaires antérieurs.

1.1.3- Les séquences de formes dans la vallée de Saurat

La vallée de Saurat correspond à une pincée de terrains secondaires prise entre les massifs paléozoïques de l'Arize et des Trois-Seigneurs. En aval de Prat Communal, le vallon est inscrit dans les marnes albienne et limitée au sud par un alignement structural dans les calcaires crétacés. Les versants entre Bèdeillac et Prat Communal portent des séquences de formes et de dépôts glaciaires qu'il est possible de corréler avec les stades d'englacement définis ci-dessus (Fig. 5.9).

(Légende cf. p. 157)



*** *Les jalons pré-würmiens***

Un premier jalon morainique pré-würmien se tient à 950 m d'altitude sur le versant situé au nord de Bédeillac, au niveau de la métairie Coume Jouan (Fig. 5.10-C). Il s'agit d'un placage morainique composé de galets de migmatites et de cornéennes altérés ainsi que de galets de quartzites présentant un cortex rouille de 5 mm. Ces galets roulés sont emballés dans une farine glaciaire grise compacte ponctuellement ravinée par des colluvions riches en migmatites relativement altérées issues du socle. Des placages morainiques sont signalés sur la carte géologique jusqu'à 1050 m d'altitude au lieu dit Quéménailles mais les matériaux très altérés visibles en coupe nous ont paru de signification incertaine et en partie colluviale.

Un autre jalon morainique pré-würmien se tient à 780 m d'altitude sur le versant sud du vallon de Saurat. Les matériaux sont visibles en coupe dans l'entaille du ruisseau Besset Melles. Ils sont composés de fantômes de blocs de granitoïdes et de migmatites de 40 à 50 cm de grand axe. La matrice est rubéfiée, riche en argile et de teinte brun rouge. La position de ces placages plus ou moins perchés suggère que la glace diffluente issue de l'Ariège confluaient avec le glacier local issu du massif des Trois Seigneurs, ce qui semble ne pas avoir été le cas lors du MEG Würm.

*** *La séquence würmienne***

Le vallon de Saurat (Fig. 5.10-A) ne porte aucune construction morainique permettant de localiser précisément l'emprise MEG Würm du lobe de glace ariégeois. Cependant, des placages morainiques faiblement altérés et des blocs erratiques sains posés sur les versants calcaires qui dominent le paléolac de Saurat montrent que la dépression a été largement envahie par la glace lors du cycle glaciaire würmien. Les jalons würmiens le plus perchés se tiennent vers 850 m d'altitude de part et d'autre du seuil de Bédeillac. Au sud du col d'Ijou de Bédeillac, un placage morainique composé de nombreux galets de granitoïde frais de taille décimétrique et de quelques blocs métriques montre que la diffluence de Saurat franchissait également ce col. A la racine du lobe de diffluence, l'épaisseur de la glace était alors proche de 200 m et les rochers de Sédour, de Calamès et du Cap de la Brouge en position de nunataks émergents à peine de la langue de glace. Vers l'ouest, les blocs erratiques würmiens ne dépassent pas 700 d'altitude au niveau du village de Saurat. Bien que ces blocs ne soulignent pas précisément la position de la marge glaciaire MEG Würm, il est fort probable que la glace ariégeoise ne confluaient pas avec le glacier local issu des Trois-Seigneurs dont le front MEG Würm se tient à 930 m d'altitude au niveau de Prat Communal. En effet, la pente du lobe de diffluence était sans doute accentuée par les obstacles au flux de glace ariégeois que constituent les rochers de Sédour, de Calamès et du Cap de la Brouge.

Vu la position du MEG Würm qui vient d'être présentée, les dépôts glaciolacustres et deltaïques qui colmatent le fond de la dépression de Saurat sont nécessairement contemporains d'un stade de retrait post-MEG Würm. Le toit de ce remplissage (Fig. 5.10-B et C) permet de situer entre 650 et 700 m l'altitude du barrage glaciaire qui est responsable du lac. Le glacier de l'Ariège formait alors en rive gauche deux larges lobes diffluents, l'un engagé dans la dépression de Surba, Banat, Rabat-les-Trois-Seigneurs, l'autre dans le vallon de Ménac. Cette emprise glaciaire encore très étendue peut être corrélée au stade Garrabet.

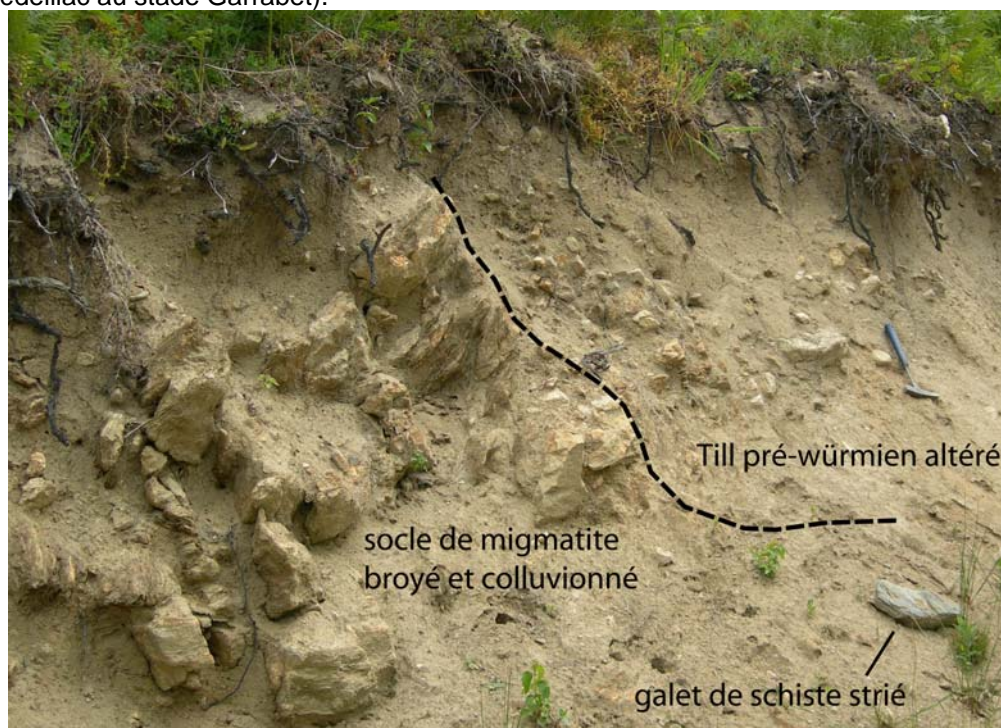
Fig. 5.10 : Séquences de formes et de dépôts dans la vallée de Saurat



A – La vallée de Saurat, vue depuis la tour de Montorgueil. Noter (i), au pied de la carrière de Bèdeillac, le plan de terrasse correspondant au toit du remplissage glaciolacustre de Saurat et (ii), sur le bord droit de la photo, les blocs erratiques granitiques ariégeois situés à 850 m d'altitude au-dessus de la Tour de Montorgueil.



B et C – Plan de terrasse de Bèdeillac et coupe dans le toit de ce remplissage au niveau de la carrière de Bèdeillac (séquence deltaïque et fluvioglaciaire nourrie par le barrage glaciaire ariégeois situé au col de Bèdeillac au stade Garrabet).



D - Dépôts morainiques pré-würmiens de Coume Jouan

1.1.4- Les séquences de formes dans la vallée de la Courbières

La vallée de la Courbière est une petite vallée glaciaire issue du massif des Trois-Seigneurs. En aval de Gourbit, la vallée quitte les terrains primaires (micaschistes et migmatites) du massif satellite et s'épanouit dans la dépression de Rabat-Banat-Surba creusée dans les marnes de la zone nord-pyrénéenne.

* *Les jalons pré-würmiens*

Quelques jalons morainiques altérés permettent de localiser l'emprise probable des paléoenlacements pré-würmiens en Courbière et dans la dépression de Rabat-Banat-Surba. En rive gauche de la vallée, au droit de Gourbit, un replat à 900 d'altitude dans l'axe du talweg issu du col de Carlong (1177 m) correspond à un placage morainique fortement altéré ; une matrice argileuse et rubéfiée emballle des blocs décimétriques de granite arénisés à cœur. Immédiatement en amont, deux replats de versant à la même altitude pourraient correspondre au même type d'accumulation morainique. En rive droite en aval de Gourbit, un placage morainique tout aussi altéré se tient à 950 m d'altitude sur le flanc nord du pic Tourol, dans le creux du vallon de la Font de l'Ours. Sur ce versant calcaire, la nature allogène de ce dépôt ne fait aucun doute et son ancienneté est confirmée par la brèche calcaire lithifiée qui surmonte le till altéré. La figure 5.11 montre que ce till emballle des blocs de 30 à 40 cm de grand axe altérés à cœur et que la brèche est composée d'éclats anguleux de calcaires noirs mais aussi d'éléments de granitoïdes remaniés. Plus en aval enfin, un bloc allogène de granitoïde a été retrouvé sur un replat à 1050 m d'altitude. Mais comme ce bloc totalement isolé est proche d'un abri forestier, nous n'en avons pas tenu compte pour fixer la position du glacier pré-würm dans ce tronçon de vallée. Une position estimée ici à 950 m d'altitude au minimum.

Fig : 5.11 : Dépôt pré-würmien du vallon de la Font de l'Ours



*** *La séquence würmienne***

- Un transect au niveau de Gourbit

Des constructions morainiques composées de matériaux frais sont préservées dans l'axe de la Courbière, au droit de Gourbit. En rive droite, l'obturation latérale qui porte le village de Gourbit est barrée par un important cordon morainique latéral doté d'une forte pente longitudinale (Fig.5.12-A). Cette construction morainique ne jalonne pas l'emprise maximale atteinte par le glacier würmien. En effet, des blocs de granitoïdes jonchent le versant calcaire qui domine l'obturation jusqu'à 880 m d'altitude. Ces blocs sont très nombreux sur le replat de versant situé en arrière de la butte qui porte le calvaire de Gourbit. La couverture végétale très dense ne permet pas de repérer si ce replat correspond à un sillon d'eau de fonte creusé dans le substrat ou d'une forme construite. Quoi qu'il en soit, la position en pied de versant des blocs morainiques montre que le glacier würmien envoyait dans le ravin d'Artats un lobe de diffluence peu épais, d'une centaine de mètre maximum. Compte tenu de cela, il est peu probable que la diffluence de la Courbière ait rejoint le glacier local issu du ravin d'Artats. Dans ces conditions, les moraines frontales situées à 1050 m d'altitude soulignent sans doute l'emprise MEG Würm de ce petit glacier de vallée.

En contrebas de l'obturation de Gourbit, deux cordons morainiques latéraux jalonnent l'amaigrissement du glacier de la Courbière (Fig. 5.12-B). L'un est raccordé à une obturation latérale située plus en aval (cf. section suivante). L'autre se tient une cinquantaine de mètres au-dessus du talweg actuel et souligne l'emprise d'une langue de glace dont le front devait se tenir entre Gourbit et Rabat. Des coupes dans les placages morainiques et replats de versants situés en rive gauche à des altitudes analogues, au lieu dit la Plandière, permettent de décrire la composition de ces stades de déglaciation (Fig. 5.12-C et D).

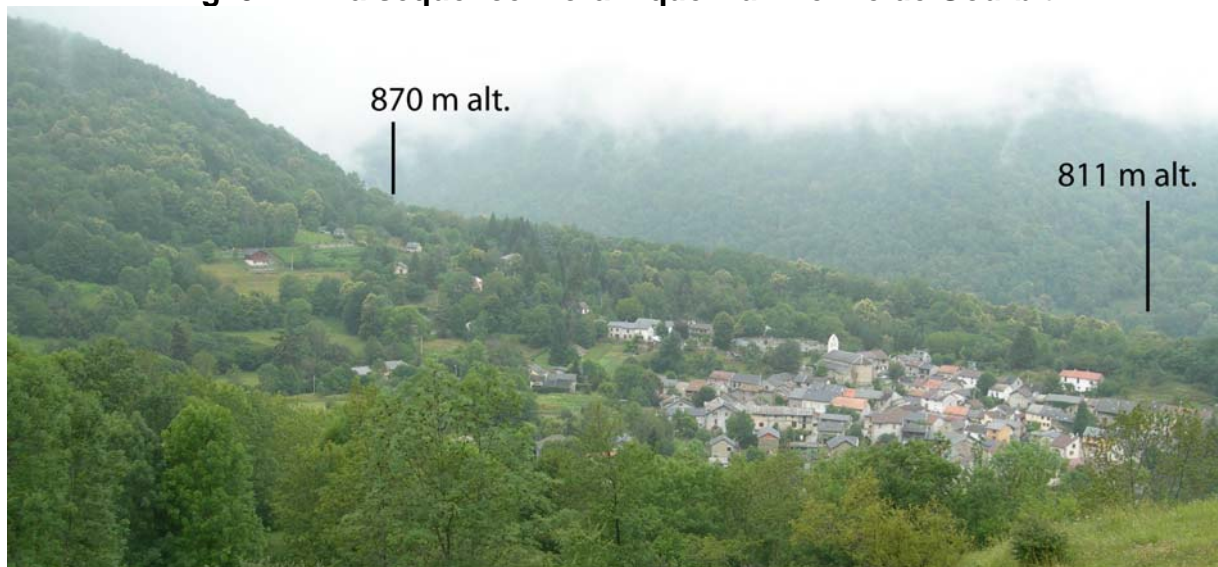
- La séquence de formes localisée sur l'ubac de Rabat-les-Trois-Seigneurs

Sur ce versant, la séquence würmienne débute par une terrasse juxtaglaciaire située à 810 m d'altitude à la maison forestière de Tillary. Ce replat surmonte une succession de 4 cordons morainiques latéraux échelonnés entre 720 et 800 m d'altitude. Compte tenu de la position du MEG Würm au col d'Ijou de Bédeillac (850 m d'altitude au moins), ces constructions morainiques doivent être corrélées à des stades de retrait post-maximum. Il s'agit probablement du stade Garrabet car ces banquettes et cordons morainiques jalonnent un stade d'englacement encore suffisamment épais (100 à 150 m de glace au droit de Banat) pour garantir une confluence entre le lobe de glace ariégeois et la langue de la Courbière.

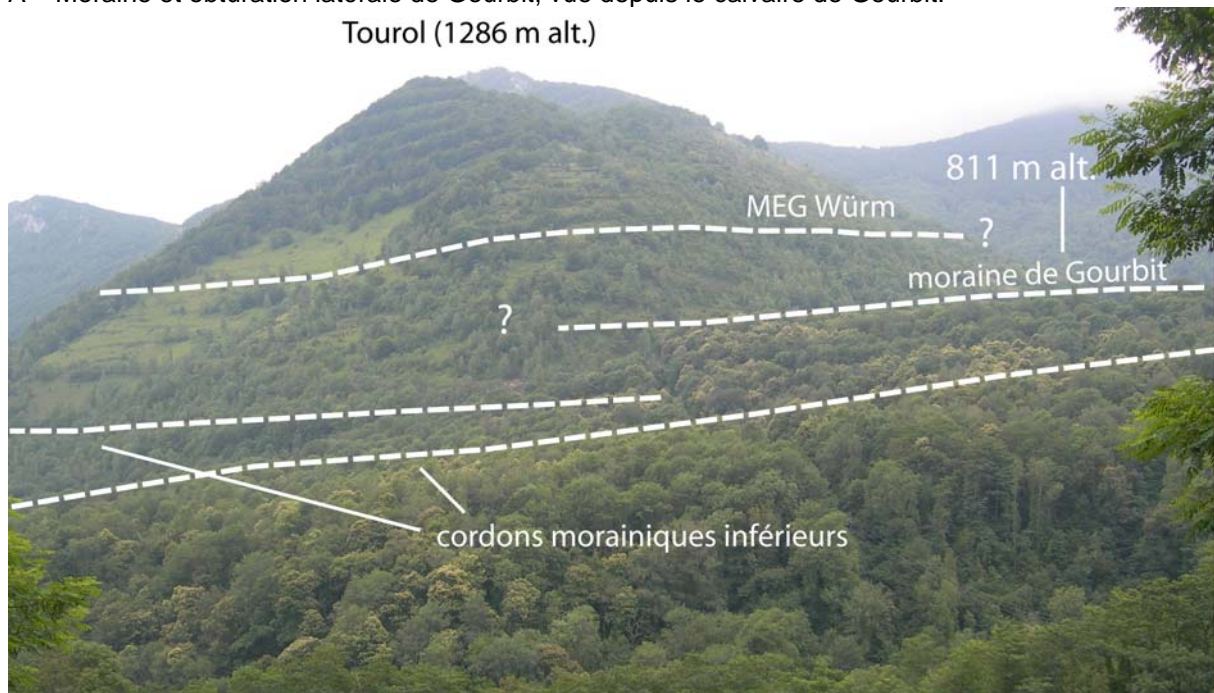
En contrebas, une large obturation latérale (700 m d'altitude) est barrée par un cordon morainique topographiquement raccordé (i) en amont au niveau situé immédiatement en contrebas de l'obturation de Gourbit et, (ii) en aval, au plan de terrasse de Banat. Ce replat est relativement étroit en rive droite ; il est beaucoup plus largement épanoui en rive gauche (lieu dit la Pradière) où il est doté d'une pente forte en direction de la Courbière mais aussi en direction du col de Bédeillac en raison des apports fluvio-torrentiels issus du vallon de Saurat. Ce cône proglaciaire riche en mégablocs surmonte des argiles glaciolacustres observables en coupe dans le talweg entre Banat et Surba. A ce stade, le front du glacier de la Courbière fondait probablement un peu en aval de Rabat-les-Trois-Seigneurs tandis que le lobe de glace diffluente issu de l'Ariège se tenait au niveau de Surba. C'est donc au stade Bompas-Arignac-Surba que se produit la disjonction entre le glacier de l'Ariège et celui de la Courbière. Le lac de barrage morainique et glaciaire contemporain de cette disjonction a dû être très rapidement

colmaté par les apports fluvioglaciaires et fluviotorrentiels issus des vallons de Saurat et de la Courbière.

Fig. 5.12 : La séquence morainique würmienne de Gourbit



A – Moraine et obturation latérale de Gourbit, vue depuis le calvaire de Gourbit.
Tourol (1286 m alt.)



B – Séquence morainique située en rive droite de la Courbière entre Rabat et Gourbit



C et D – Dépôt morainique würmien de la Pladière (Banquette morainique équivalent rive droite du cordon latéral de Gourbit). Noter l'état de faible altération du till.

1.1.5- Eléments de paléogéographie glaciaire dans le bassin de Tarascon

Les **jalons pré-würmiens** se tiennent vers Rabat-les-Trois-Seigneurs à 950 m, soit la même altitude que plus en aval dans la diffluence de Saurat à Coume Jouan. Plus en aval encore, les placages du col d'Ijou fixent le pré-Würm vers 850 m d'altitude, ce qui est compatible avec une descente très progressive du glacier de l'Ariège dans ce secteur de vallée encombré par de nombreux verrous. Quant aux placages de Quéménailles (1100 m d'altitude) et de Mentiès (1050 m d'altitude) signalés par la carte géologique de Foix (Bilotte et al., 1988), si leur nature morainique se confirme, ils se rapportent à des glaciers plus anciens car beaucoup trop perchés pour correspondre à la même génération que les placages de Coume Jouan et du col du Rouy.

Le **MEG Würm** se tient à l'entrée de la diffluence de Saurat vers 850 m d'altitude et à plus de 865 m d'altitude dans l'axe de l'Ariège au niveau du Cap de Gigoul. Cela permet de restituer à la sortie du bassin de Tarascon une puissante langue de glace épaisse de 400 m et débordant par-dessus les reliefs de la rive droite, nourrie en rive droite par un flux de glace issu de l'auge d'Arnavé, *via* le Pas de Souloubrie.

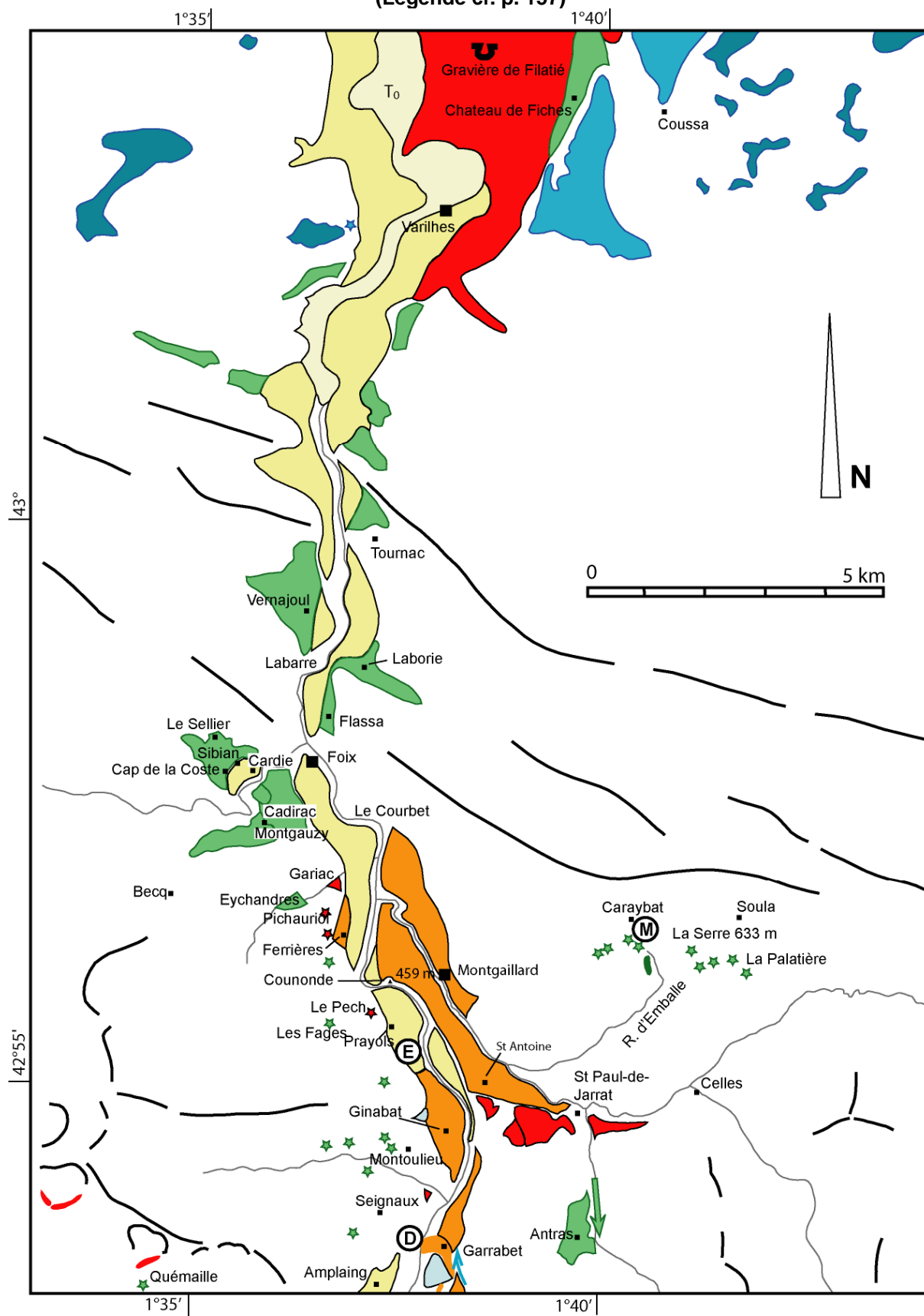
Au **stade Garrabet**, cette diffluence d'Arnavé est encore active mais en voie d'amaigrissement rapide. Vers l'amont, la diffluence de Bèdeillac bloque les eaux issues de la vallée de Saurat et permet l'installation du lac de Saurat-Bèdeillac. Par contre, le bassin de Rabat-Banat-Surba est toujours envahi par les glaces confluentes de l'Ariège et de la Courbière qui montent jusqu'à 800 m d'altitude (banquettes de la maison forestière de Tillary).

Le **stade Bompas-Arignac** marque une phase majeure de disjonction dans le bassin de Tarascon. La diffluence du Pas de Souloubrie ne fonctionne plus et la vallée d'Arnavé est libre de glace. Dans le bassin de Rabat-Banat-Surba, la disjonction est effective entre le glacier de la Courbière et celui de l'Ariège et un lac de barrage glaciaire se met en place vers 550-600 m d'altitude, en relation avec la moraine de Surba. Le stade Bernière marque quant à lui une décrépitude plus poussée encore du glacier de l'Ariège qui ne dépasse pas dans le bassin de Tarascon quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

1.2- Les lobes terminaux du glacier de l'Ariège dans le bassin de Foix-Montgaillard et en aval de la cluse de Foix

Le complexe morainique et fluvioglaciaire de Garrabet étant corrélé à un stade d'englacement sensiblement en retrait par rapport au MEG Würm, c'est en aval qu'il faut rechercher les jalons de l'emprise maximale des glaciers würmiens et pré-würmiens. Le bassin de Foix-Montgaillard se situe entre la gorge de Garrabet et la cluse de Foix. Il est limité à l'ouest par le massif de l'Arize qui est caractérisé, entre Montoulieu et Ferrières, par un relief aux formes lourdes sillonnées de multiples ravins élémentaires et, au droit de Foix dans l'axe de l'Arget, par un large alvéole granitique matelassé d'arènes (Lagasque, 1984), la dépression de la Barguillère. Au nord, le bassin de Foix-Montgaillard est limité par le pli chevauchant du Pech de Foix. Ce crêt calcaire se prolonge vers l'est jusqu'aux serres de Roquefixade où il domine la dépression marneuse de Nalzen, Celles, St Paul de Jarrat. Cette configuration topographique a favorisé l'étalement de la glace en lobes de diffluence, l'un engagé dans la dépression de St Paul de Jarrat, l'autre dans l'axe de la Barguillère.

**Fig. 5.13 : Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires :
Bassin de Foix-Montgaillard et abords**
(Légende cf. p. 157)



1.2.1- La séquence de dépôts glaciaires associée à la diffluence de St Paul de Jarrat

** Les dépôts fluvioglaciaires de St Paul de Jarrat : un jalon du MEG Würm*

Les dépôts fluvioglaciaires de St Paul de Jarrat ont fait l'objet d'une analyse sédimentologique et altérologique détaillée (Andrieu, 1983). La présence de cailloutis calcaires, certes en moindre quantité qu'à Bompas, l'abondance des plagioclases et la nature des paragenèses argileuses ont permis de rapporter ces dépôts au cycle glaciaire würmien. En effet, les différences d'altération sont sensibles avec la nappe de Cadirac-Montgauzy (Hubschman, 1975) qui, elle, est attribuée à un « glaciaire ancien » antérieur au Würm (absence de calcaire, plagioclases en quantité inférieure, part des galets arénisés nettement plus élevée). Les coupes décrites par V. Andrieu (1983) ne sont plus visibles aujourd'hui car des lotissements ont été construits dans les anciennes carrières et la végétation masque totalement les dépôts. Cependant, on peut encore observer, dans le talus de la piste qui borde la terrasse de St Paul de Jarrat, les cônes de versants nourris par des matériaux morainiques remaniés qui coiffent le remplissage. On retiendra que les conclusions de V. Andrieu (1983) vont dans le sens d'un MEG Würm suffisamment puissant pour s'avancer jusque dans le bassin de Foix-Montgaillard et former à l'entrée de la dépression de St Paul de Jarrat un lobe de diffluence qui a obturé la vallée du Sios. Cependant, la position à 490 m d'altitude de la terrasse de St Paul de Jarrat montre que le lobe diffluent würmien était cantonné au fond de la dépression et ne dépassait guère quelques dizaines de mètres d'épaisseur. En revanche, plusieurs jalons morainiques montrent que la glace a largement recouvert les reliefs qui ceinturent la dépression de St Paul de Jarrat au cours du ou des cycles glaciaires qui ont précédé le Würm.

** Les jalons d'un englacement pré-würmien généralisé*

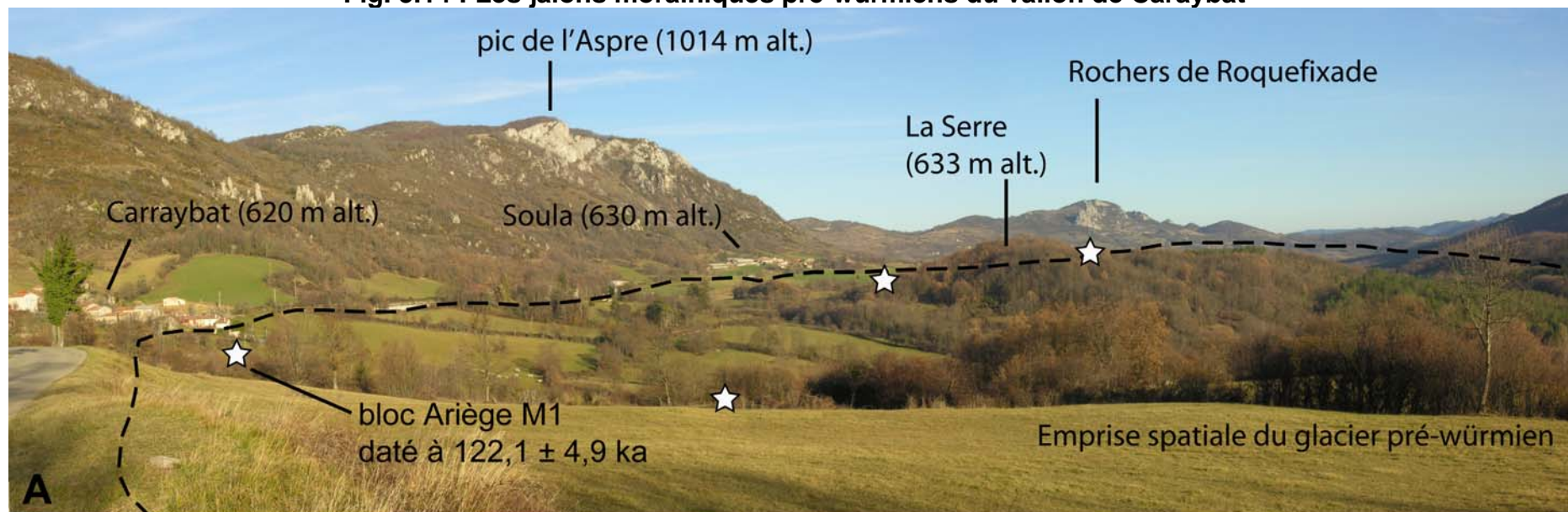
- La formation d'Antras

La formation d'Antras se tient à 600 m d'altitude dans un vallon situé au pied du col du Rouy. Elle jalonne la marge méridionale d'un lobe de glace diffluent épais de 150 m environ au droit de St Paul de Jarrat. Il s'agit d'un dépôt épais d'une dizaine de mètres au minimum, très altérée en surface et probablement composé de sédiments de natures différentes. Bien que les conditions d'observations ne soient pas idéales, compte tenu du colluvionnement et de la couverture végétale, nous avons pu observer, à l'entrée du village d'Antras, dans la coupe du talus de la route, un dépôt fluvioglaciaire riche en sables grossiers, cailloutis et galets roulés de pétrographie variée (schistes d'apport local mais aussi quartz et granitoïdes) probablement lié au barrage des eaux de fontes issues du col du Rouy. Ces matériaux sableux passent latéralement vers le nord à un faciès morainique qui atteste la proximité de la marge glaciaire. Ces matériaux morainiques sont composés de galets décimétriques à métriques dans une matrice franchement argileuse de teinte brune et grise avec des traces d'hydromorphie. Les blocs décimétriques sont, pour la plupart d'entre eux, arénisés à cœur et réduits à l'état de fantôme qu'on ne peut pas dégager de la coupe.

- Les blocs erratiques de Caraybat

Au nord de St Paul de Jarrat, les pentes situées au pied de Caraybat et du Soula portent un grand nombre de blocs de granitoïdes et de gneiss type Aston directement posés sur le substrat marneux de la dépression. Ces blocs erratiques sont particulièrement nombreux entre 500 et 560 m d'altitude dans le vallon du ruisseau d'Emballé mais on en trouve jusqu'à 620 m

Fig. 5.14 : Les jalons morainiques pré-würmiens du vallon de Caraybat



A – Le vallon de Caraybat, vue vers l'ouest. Les étoiles blanches localisent les zones jonchées de blocs erratiques d'origine ariégeoise.



B et C – Placage morainique situé sur le flanc oriental de La Serre (633 m alt.)

D – Bloc erratique de gneiss situé à 550 m d'altitude sous Caraybat, dans le ravin d'Emballe (**Surface M1, Py06-01 datée à 122,1 ± 4,9 ka sur sommet de ce bloc**).

d'altitude sur le flanc oriental de la Serre et à 630 m sur la route à l'ouest de Caraybat. Les plus orientaux d'entre eux s'avancent jusqu'à la Palatière, soit jusqu'à 2 km à l'est de St Paul de Jarrat. Certains de ces blocs, en particulier ceux situés dans le vallon d'Emballe, ont un aspect relativement frais (Fig. 5.14-D), une forme relativement arrondie et un émoussé d'origine glaciaire peu démantelé par l'écaillage post-glaciaire. Cependant, leur position perchée oblige à les corrélés à un stade d'englacement pré-würmien, peut-être contemporain de la formation d'Antras, mais peut-être aussi plus ancien. En effet, ces blocs de Caraybat occupent une position plus perchée que la formation d'Antras (jusqu'à 630 m d'altitude contre 600 m à Antras) alors qu'ils se situent en aval de cette formation. Il faut donc envisager, avant le Würm, un englacement généralisé de la dépression de St Paul de Jarrat à Celles qui, assez curieusement, n'a pas laissé de dépôts de marge juxtaglaciaire dans l'axe de la Baure en direction de Nalzen. Il s'agit pourtant d'une dépression très évasée dont le plancher se tient à 510 m d'altitude et qui montre exclusivement, dans les coupes de la nouvelle route, les marnes du Crétacé en place.

1.2.2- La marge occidentale du bassin de Foix-Montgaillard et la basse Barguillère

On retrouve sur le versant en rive gauche de l'Ariège la même succession de dépôts glaciaires würmiens et pré-würmiens mais la cartographie des formations glaciaires allogènes et l'utilisation du critère « état d'altération » comme marqueur de différenciation des dépôts würmiens et pré-würmiens est compliquée par la présence d'un manteau d'altérites en place plus ou moins épais et continu. Or, les migmatites litées et hétérogènes de l'Arize profondément altérées peuvent, lorsqu'elles sont profondément altérées, mimer des dépôts sédimentaires allogènes.

*** *Les jalons du MEG Würm***

Nous n'avons trouvé en amont de Prayols aucun jalon morainique susceptible de délimiter avec suffisamment de fiabilité l'emprise maximale du glacier würmien. Par contre, entre le Pech de Prayols et Foix, plusieurs placages sédimentaires montrent que le glacier würmien s'est avancé probablement jusqu'au méandre du Courbet, c'est-à-dire environ 2 km en amont de la cluse de Foix. Le plus significatif d'entre eux se situe au niveau du replat d'obturation de Gariac. Ce replat est constitué d'un dépôt de type fluvio-torrentiel associé à une matrice relativement altérée, probablement en raison du remaniement des altérites issues du versant. Il se tient entre 440 et 450 m d'altitude, soit 20 à 30 m au-dessus de la nappe de Montgaillard qui, elle, est raccordée au complexe morainique de Garrabet (cf. ci-dessous). Les placages morainiques de Pichauriol (510 m d'altitude) et du Pech de Prayols (500 m d'altitude) renseignent quant à eux l'épaisseur approximative de la glace (environ 50 m d'épaisseur) au niveau du lobe terminal du glacier würmien ariégeois.

L'absence de vallum frontal dans l'axe de l'Ariège s'explique par l'ampleur des nappes fluvioglaciaires postérieures au MEG Würm étalées dans le bassin de Foix-Montgaillard. En effet, deux niveaux de terrasses würmiens y sont parfaitement individualisés :

- *le niveau supérieur (T1 sup.)*, représenté par la nappe de Montgaillard-St Antoine-Ginabat, est topographiquement raccordé au cône proglaciaire de Garrabet. Son épaisseur atteint au moins 50 m au droit de Montgaillard (sondage de Peyssales cité in Bilotte et al., 1988). La partie supérieure de cette formation, sur 30 m d'épaisseur environ, est riche en blocs plurimétriques tandis que la partie inférieure est exclusivement composée de graviers et

de sables argileux. Le plan de terrasse est remarquablement continu et doté d'une forte pente puisqu'à Ginabat il se tient à 470 m d'altitude, encore 460 m d'altitude à St Antoine et 440 m d'altitude à Montgaillard où elle entoure le verrou de Counonde sur lequel des traces de stries et des blocs erratiques très frais suggèrent un recouvrement par le glacier würmien. Le plan se poursuit en aval jusqu'au méandre de Courbet où il se tient à 420 m d'altitude, soit au même niveau que la lanière de Ferrières situées en rive gauche.

- *le niveau inférieur (T1 inf.)* est emboîté une trentaine de mètres en contrebas de la terrasse de Montgaillard et représente le prolongement aval de la nappe de Mercus. A l'entrée du bassin de Foix-Montgaillard, le plan de terrasse se tient à 420 m d'altitude au niveau de la lanière de l'Ayroule. Elle se prolonge en rive gauche par la nappe de Prayols (420 m d'altitude) et de Foix (390-400 m d'altitude).

*** Les jalons d'un englacement pré-würmien généralisé**

- Sur la retombée orientale de l'Arize

Sur la retombée orientale du massif de l'Arize, entre Seignaux et Ferrières, plusieurs jalons morainiques situés dans le prolongement des placages de Coume Jouan, Quéménailles et Mentiès permettent de souligner l'emprise pré-würmienne du glacier ariégeois. La carte géologique en mentionne deux en amont de Seignaux entre 800 et 850 m d'altitude, soit à la même altitude que les placages morainiques altérés situés exactement en face, en rive droite de l'Ariège, au col du Rouy. Entre Seignaux et Montoulieu, à 700 m d'altitude dans l'axe du talweg, un placage morainique ou fluvioglaciaire de plusieurs mètres d'épaisseur présente un faciès très altéré (Fig.5.15-A et B) composé de blocs de granitoïdes, de migmatites et de micaschistes extrêmement friables et terreux. Un placage morainique au faciès comparable se trouve de l'autre côté du talweg à proximité des Pujols au niveau de la cote 783 m d'altitude (Fig.5.15-C et D). Vers l'aval, on peut signaler le placage morainique de la grange de Bernet Escu (670 m d'altitude), le placage des Fages à 680 m d'altitude au droit de Prayols et les dépôts fluvioglaciaires altérés qui dominent l'obturation de Gariac. La terrasse de Cadirac-Montgauzy décrite par J. Hubschman (1975) se trouve dans le prolongement de ces placages morainiques altérés.

- La séquence de formes et de dépôts dans la Barguillère

Plusieurs auteurs se sont attachés à décrire la séquence de formes et de dépôts glaciaires située en basse Barguillère (Goron, 1941 ; Taillefer, 1963 ; Hubschman, 1975). Un grand nombre d'observations reportées par L. Goron et Taillefer sont aujourd'hui invérifiables car l'extension du bâti aux périphéries de Foix a masqué les coupes. Nous proposons ici une synthèse de nos propres observations, très ponctuelles, et de celles réalisées par nos prédécesseurs afin d'éclaircir la paléogéographie de l'emprise glaciaire pré-würmienne dans ce lobe de diffluence (Fig. 5.16).

F. Taillefer (1963) signale des moraines de part et d'autre de l'Arget, jusqu'à la ferme du Sellier (450 m d'altitude) au nord, et jusqu'au village de Becq (550 m d'altitude) au sud. La position perchée de ces moraines suggère que le glacier de l'Ariège était suffisamment épais pour envoyer en basse Barguillère un lobe diffluent long de 2 km au moins. En amont de Sibian, le plancher de l'alvéole granitique porte une nappe de galets probablement de nature fluvioglaciaire, et non pas morainique comme le suggérait F. Taillefer (1963), compte tenu de la régularité du plan de terrasse que forme cette nappe (450 m d'altitude). Une coupe

Fig.5.15 : Dépôts pré-würmiens du bassin de Foix-Montgaillard



A et B – Dépôt morainique altéré situé à 700 m d'altitude sur le versant de Seignaux

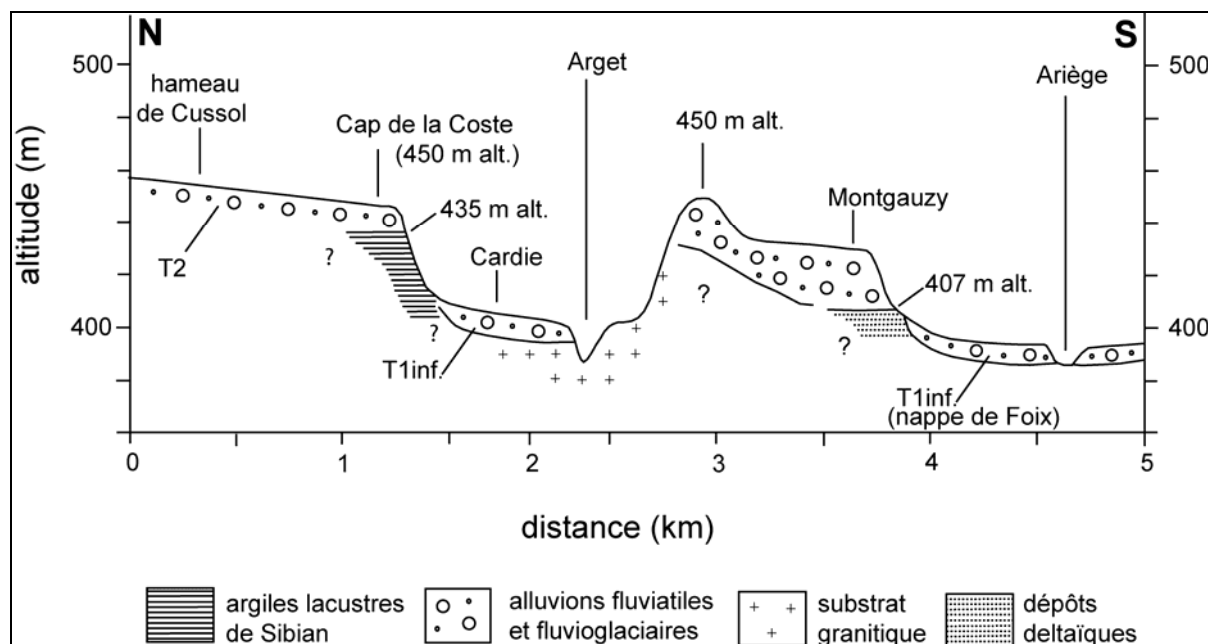


C et D – Dépôt morainique altéré situé au niveau de la cote 783 au-dessus Montoulieu



E - Coupe dans la base de la nappe de Montgauzy (IUFM Foix). Noter le bloc de granite altéré à cœur (ligne en pointillés blancs).

Fig.5.16 : Séquence de formes et de dépôts situés en basse Barguillère



dans le talus de terrasse au Cap de la Coste montre un épandage moyennement altéré ; les galets sains sont assez nombreux, quelques galets sont fragiles, facilement cassables au marteau, et montrent un cortex de quelques millimètres seulement. La matrice est brune, peu argileuse et porte un sol brun assez peu évolué. En contrebas, dans un ancien lobe de méandre, la nappe alluviale qui porte le hameau du Cardie domine le cours actuel de l'Ariège de 10-15 m seulement et se raccorde à la terrasse (T1 inf.) de Foix. Ces deux unités surmontent les argiles à varves de Sibian décrites par F. Taillefer & M.C. Durand (1959, Fig. 5.17-A et B). La coupe levée par ces auteurs n'est plus visible actuellement ; elle se situait en rive gauche de l'Arget sur le talus de sapement fluvial de forme arquée qui limite la terrasse du Cap de la Coste. Les auteurs signalent, à la base de la coupe, des argiles gris-bleu carbonatées (19% de CaCo_3) caractérisées par une stratification relativement irrégulière, sans véritables varves, et la présence de lits sableux contenant quelques petits graviers de 1 à 6 mm de long intercalés dans les argiles bleues. Les argiles à varves se situent dans les 3 m supérieur du remplissage glaciolacustre. Elles sont formées de feuillets alternativement clairs et foncés, les feuillets clairs étant toujours plus épais (0,9 à 8,4 mm) que les feuillets foncés (0,1 à 0,5 mm). Outre la stratification, la partie supérieure du remplissage se distingue de la base par sa couleur, beige ou rougeâtre, et par sa composition chimique. Les argiles à varves sont totalement décarbonatées et contiennent un taux de fer compris entre 3 et 11 % ; ce dernier étant 2 à 3 fois plus important dans les feuillets foncés que dans les feuillets clairs. Les argiles de Sibian indiquent l'existence d'un barrage glaciaire et morainique responsable de l'installation en basse Barguillère d'un paléolac d'âge pré-würmien, compte tenu de l'état d'altération du toit du remplissage. Le plan d'eau, qui devait se tenir vers 450 m d'altitude, a été colmaté par les apports fluvioglaciaires issus de l'Ariège mais aussi par les alluvions issues de l'Arget. La base des argiles a été retrouvée en aval, dans le lit de l'Arget, à 390 m d'altitude.

Fig.5.17 : Les argiles à varves de Sibian
(Extrait de Taillefer & Durand, 1959)

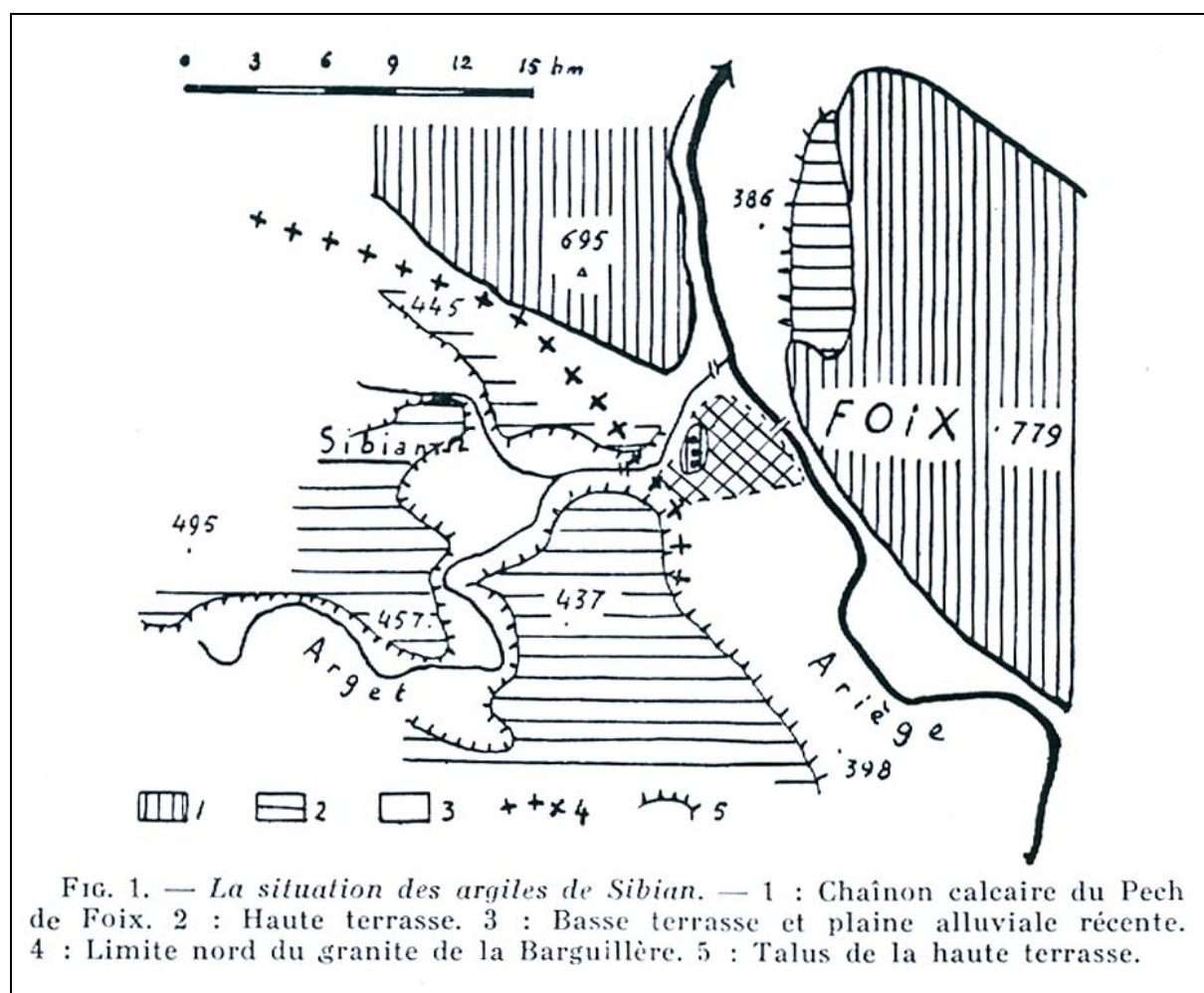


FIG. 1. — La situation des argiles de Sibian. — 1 : Chaînon calcaire du Pech de Foix. 2 : Haute terrasse. 3 : Basse terrasse et plaine alluviale récente. 4 : Limite nord du granite de la Barguillère. 5 : Talus de la haute terrasse.

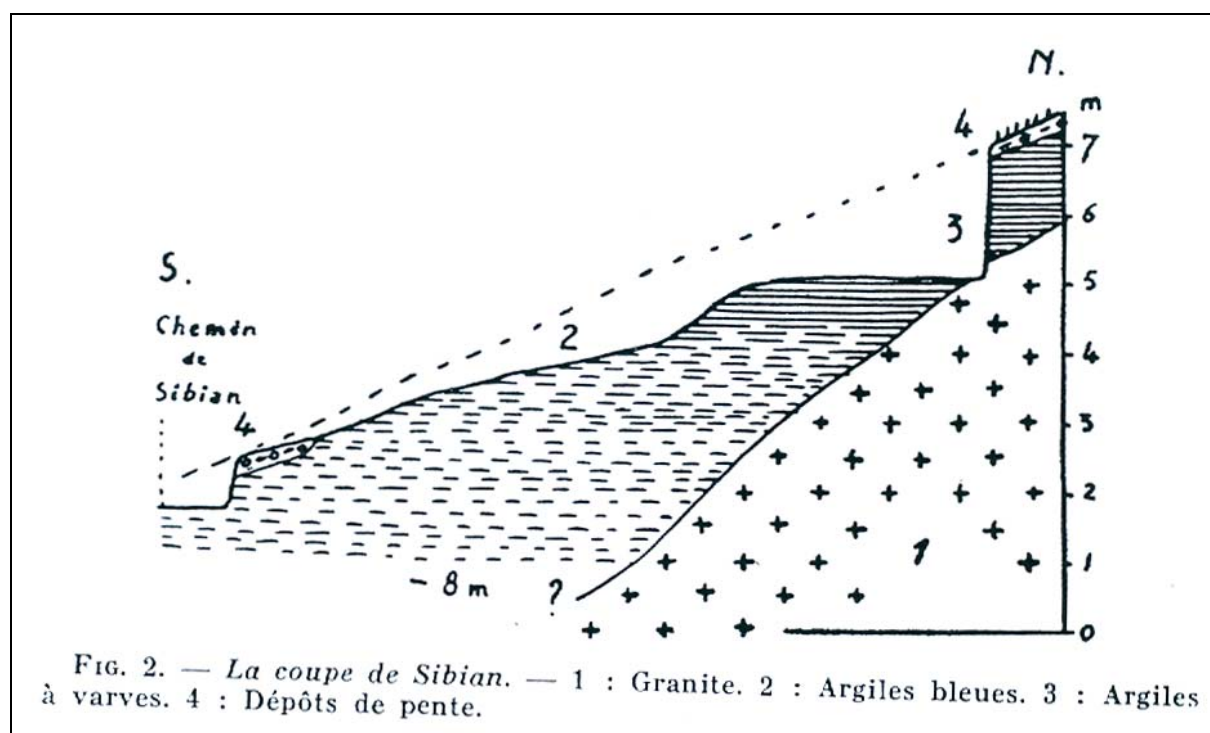


FIG. 2. — La coupe de Sibian. — 1 : Granite. 2 : Argiles bleues. 3 : Argiles à varves. 4 : Dépôts de pente.

En rive droite de l'Arget, la terrasse de Cadirac-Montgauzy décrite comme une seule unité par F. Taillefer (1959, 1963) et J. Hubschman (1975) renferme en fait deux niveaux étagés parfaitement visibles dans le paysage et sur les cartes topographiques au 1/25 000 et au 1/50 000; l'un se tient à 450 m d'altitude et se trouve donc dans la continuité de la terrasse du Cap de la Coste, l'autre se tient 20 m en contrebas au niveau du Cap de la Ville (430 m d'altitude), 15 m en contrebas au niveau de l'ancienne école Normale de Montgauzy (436 m d'altitude) et 10 m en contrebas au niveau du village de Cadirac (440 m d'altitude). Ce plan principal situé entre 430 et 440 m d'altitude domine la terrasse de Foix (T1 inf.) d'une cinquantaine de mètres. C'est sur ce talus de terrasse que se trouvent les coupes décrites par L. Goron (1941), étudiées quelques années plus tard par J. Hubschman (1975) et encore visibles de nos jours (Fig. 5.15-E). L. Goron (1941) signale à la base des coupes et jusque vers 410 m d'altitude « un ensemble de dépôts de caractère fluvial ou fluviolacustre, faits d'éléments fins, sableux et vaseux, fortement oxydés, nettement lités et interrompus seulement de quelques minces bancs de graviers, de menus cailloutis et de galets de médiocre grosseur (10 à 20 cm de diamètre au maximum) ; parfaitement roulés, bien calibrés et régulièrement stratifiés aux éléments schisteux ou cristallins ferrétisés et souvent assez altérés pour être devenus friables et pour s'écraser à la pression... » (cf. p. 15). La partie supérieure de la coupe, de 410 m d'altitude au niveau du plan de terrasse vers 430-440 m d'altitude, montre une nappe fluvioglaciaire d'une trentaine de mètres d'épaisseur constituée de limons, de sables, de graviers et de galets roulés de toutes taille ; certains blocs atteignent 1,5 m de grand axe. L'auteur signale en outre que les éléments cristallins et schisteux de petite taille sont entièrement désagrégés et qu'une couche limoneuse de couleur jaune rouille recouvre le plan alluvial. C'est sur cette nappe fluvioglaciaire supérieure que J. Hubschman (1975) a conduit une analyse minéralogique et chimique détaillée (cf. p. 611-612). Sur ces bases, l'auteur associe cette nappe aux unités sédimentaires ayant connu « des évolutions clairement exprimées : lessivage et arénisation » (cf. chapitre VII, p.145 et suivantes). Les profils pédologiques montrent des « contrastes de couleurs et de structure entre les horizons lessivés et les horizons d'accumulation ». Ces derniers se caractérisent par « l'abondance et la netteté des enrobements argileux autour des agrégats ou à la surface des graviers » (cf. p. 146). Les profils d'altération dans les nappes graveleuses atteignent au moins 4 à 5 m de profondeur. Ils se caractérisent par des « matrices (...) brun ocre, parfois légèrement rougeâtres, discrètement enrichies en argiles et en fer libre par rapport à la roche-mère » (cf. p.148). Environ 50 % des galets cristallins sont altérés et brisables à la main tandis que 5 à 10 % d'entre eux, surtout des gneiss et des granites à mica noirs, sont totalement désagrégés (cf. p. 150). Sous le profil d'altération, il reste encore 5 à 10 % de galets cristallins fragiles, fissurés ou en voie d'arénisation mais le dépôt présente un faciès « relativement frais, peu patiné et à matrice sableuse grossière de teinte claire » (cf. p.148).

On retrouve donc en rive droite de l'Arget une stratigraphie des dépôts glaciaires comparable à celle observée en rive gauche au niveau de Sibian et du Cap de la Coste mais on manque d'arguments pour situer ces différentes entités sédimentaires dans un schéma chronologique cohérent. On proposera donc plusieurs hypothèses concernant (i) les placages morainiques occidentaux et (ii) les séquences détritiques de Sibian-Cap de la Coste et Cadirac. **Les placages morainiques occidentaux** impliquent une invasion glaciaire généralisée de la basse Barguillère jusqu'à 500-550 m d'altitude par une langue diffuente assez épaisse. Ces dépôts jalonnent peut-être la phase d'expansion maximale du cycle glaciaire pré-würmien qui a mis en place les nappes fluvioglaciaires du Cap de la Coste et de Cadirac. Ils peuvent aussi être contemporains d'un cycle glaciaire pré-würmien antérieur, situé par exemple dans un Quaternaire moyen assez reculé. Faute de connaître précisément les relations géométriques entre **la séquence déritique du Cap de la Coste-Sibian et celle de**

Cadirac-Montgauzy, deux scénarios peuvent être envisagés. Le plus simple suppose que les deux niveaux fins inférieurs sont synchrones et que par conséquent le dépôt au faciès plutôt deltaïque décrit par L. Goron (1941) sous la nappe grossière de Cadirac-Montgauzy passe latéralement aux argiles glaciolacustres de Sibian décrites par F. Taillefer & M.C. Durand (1959). Dans ce cas, (i) l'élévation de 410 à 435 m au moins du toit de cette séquence inférieure suggère une progradation d'est en ouest de la nappe fluvioglaciaire sus-jacente en phase avec le gonflement, jusqu'à 450 m d'altitude au droit de Foix, de la glace dans l'axe de l'Ariège. (ii) Le palier de Cadirac, situé entre 430 et 44 m d'altitude, pourrait signaler une phase de stationnement ultérieure et plus basse du glacier, avec réentaille dans la nappe proglaciaire précédente sur la marge de la vallée. On ne peut néanmoins exclure des évolutions plus complexes. Un deuxième scénario consiste à envisager que le complexe Cadirac, avec sa base plus fine deltaïque, est emboîté dans le complexe Sibian et sa couverture alluviale culminante. Dans ce cas, les deux séquences sont asynchrones et jalonnent deux stades d'englacement d'ampleur différente, l'un à 450 m d'altitude, l'autre à 430 m d'altitude ; deux stades de progression glaciaire contemporains cependant du même cycle glaciaire pré-würmien compte tenu de leur état comparable d'altération. Il n'est pas totalement exclu enfin que la progression du lobe glaciaire enregistré par le complexe Cadirac-Sibian s'achève par l'invasion de la basse Barguillère par la glace et le dépôt des blocs morainiques les plus occidentaux. C'est néanmoins assez peu probable car on comprend mal alors la bonne conservation de la nappe culminante du Cap de la Coste (450 m d'altitude), comme de l'ensemble des matériaux de ce complexe glaciolacustre. D'autre part, cette hypothèse impliquerait une nappe continue de moraines d'ablation, drapant le tout, dont il ne reste aucune trace visible.

On le voit, l'analyse des dépôts en basse Barguillère pose plus de questions sur l'emprise spatiale et la chronologie des cycles glaciaires pré-würmiens qu'elle n'apporte d'éléments de réponse. En revanche, les systèmes de nappes alluviales situés en aval de la cluse de Foix fournissent des repères chronologiques qu'il convient maintenant de présenter.

1.2.3- Les raccords avec les nappes fluvioglaciaires de la plaine de Pamiers

De part et d'autre de la cluse Foix-Labarre, les raccords entre les étagements définis dans le bassin de Foix-Montgaillard et ceux de la plaine de Pamiers ont fait l'objet d'interprétations contradictoires. Pour les premiers auteurs, sensibles au critère de l'étagement, les trois niveaux du bassin de Foix (terrasse de Foix, terrasse de Montgaillard, haute terrasse de Cadirac) sont parallélisés avec les trois grands niveaux définis dans la plaine de Pamiers (Haute Boulbonne, Basse Boulbonne et Grausse de Pamiers). C'est l'interprétation que propose L. Goron (1941, carte h.t. I, p.32) ; c'est aussi celle que retient A. Cavaillé pour la carte géologique au 1/50 000 de Pamiers (1974). Nous retiendrons ici le schéma chronologique élaboré par J. Hubschman (1975) sur la base de critères altérologiques et pédologiques (Fig. 5.18 et 5.1).

- *La Haute Boulbonne* et la butte de Montaut montrent en coupe un matériel profondément décomposé, une matrice rougeâtre enrichie en argile kaoliniques en surface, des sols très lessivés, rouges et souvent bariolés d'hydromorphie, par exemple dans les épaisses couches limoneuses qui drapent ce niveau à la coupe située au droit du château de Fiches. A l'évidence, il s'agit d'évolutions beaucoup plus poussées que sur la terrasse de Cadirac.

Fig.5.18 : Les nappes de la plaine de Pamiers



A et B – La Basse Boulbonne (nappe fluvioglaciaire T2). Coupe accès autoroute Tournac. Noter sur la photo B le sol rouge qui caractérise le toit de cette nappe.

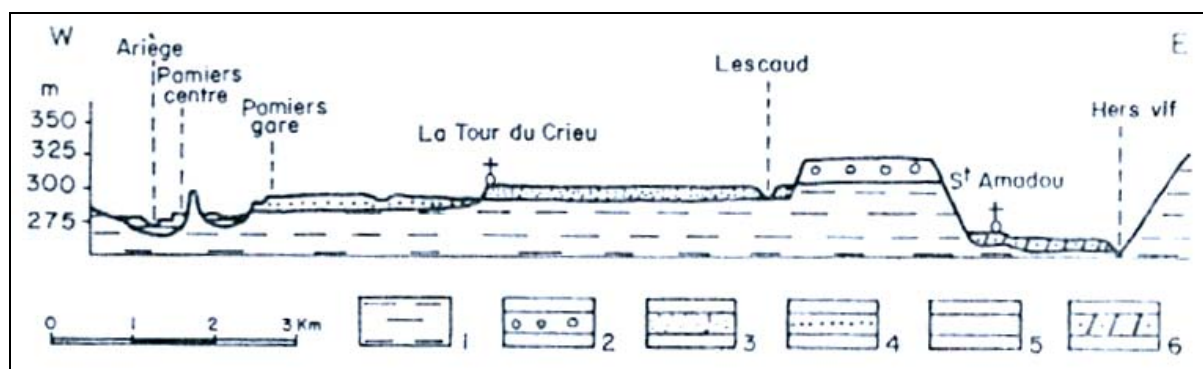


C et D – La Grausse de Pamiers (nappe fluvioglaciaire T1) au niveau de la gravière de Filatié. Noter sur la photo B le faible état d'altération des blocs et de la matrice.

- *La nappe de Cadirac* décrite *supra* se prolonge dans la cluse de Foix à travers la lanière de terrasse de Flassa-Laborie située en rive droite (420 m d'altitude) et, en rive gauche la nappe de Vernajoul (410 m d'altitude). Cette nappe est très épaisse dans les cluses comme le montre la coupe de l'autoroute à Tournac (Fig. 5.18-A et B) où sa base n'est pas atteinte au pied du talus, 30 m sous le plan de terrasse. La pente de cette nappe décroît rapidement vers l'aval (400 m d'altitude à la lanière de Tournac) et le raccord se fait en réalité avec la Basse Boulbonne, où J. Hubschman (1975) décrit des sols évolués et des altérations comparables à celles de Cadirac-Vernajoul. L'auteur assimile clairement ces nappes alluviales au Riss, soit au cycle glaciaire immédiatement antérieur à l'Eémien (1975, p. 439).

- *La Grausse de Pamiers* constitue le niveau würmien, avec ses sols bruns lessivés acides et son matériel caillouteux très peu altéré. La coupe de la gravière de Filatié (Fig. 5.18-C et D), en aval de Varilhes, montre sur près de 20 m de haut un matériel caillouteux grisâtre en grandes lentilles plates mises en place dans un contexte de chenaux en tresses tout à fait caractéristique d'une nappe proglaciaire. Le plan de Varilhes, emboîté en contrebas, est l'équivalent de la terrasse de Foix, mais plus en aval vers Pamiers, ces niveaux würmiens se confondent dans une même terrasse. Cette chronologie fondée sur les altérations et l'étagement des nappes alluviales est tout à fait comparable à celle définie sur les complexes morainiques et fluvioglaciaires de Cerdagne et de Capcir (Calvet, 1996). Elle a pu être étendue à l'ensemble du piémont nord des Pyrénées (Courbouleix & Barnolas, 2009).

Fig.5.19 : Les nappes fluvioglaciaires de la plaine de Pamiers
(Extrait de Hubschman, 1975)



Légende : 1- Molasse, 2- Haute Boulbonne (T3), 3- Basse Boulbonne (T2), 4- Grausse de Pamiers (T1), 5- Lit majeur à éléments de terrasses associés, 6- Basse plaine de l'Hers vif.

Au-dessus de ces trois nappes majeures du piémont de Pamiers, nommées T1, T2 et T3 sur la carte de synthèse (Fig. 5.13 et Fig. 5.1), il n'existe plus que des lambeaux peu distincts sur la molasse, parfois de simples placages de galets épars. Un reste de T4 couvre les collines au nord-est de Coussa. En rive gauche, un épais remblaiement décarbonaté à quartzites patinés très volumineux empâte jusqu'à 570 m le crêt de poudingues calcaires du Pech de Varilhes jusqu'à la vallée morte de Porteteney et jalonne un interfluve entre les vallées de l'Estrique et de l'Ariège. Il s'agit probablement d'un équivalent ariégeois de la formation de Lannemezan (Calvet, observation inédite et carte du Quaternaire des Pyrénées, 2008). Reste le problème de l'extension du glaciaire en aval de Foix. La langue qui a déposé les blocs glaciaires de la Barguillère s'est nécessairement engagée assez loin dans la cluse de Foix. F. Taillefer (1963, p.16) signale un lambeau de moraine au revers du crêt de Labarre, dans le talus de la route nationale. Cette coupe nous a montré que des colluvions locales à blocs de grès. Par contre, en ce point, l'Ariège coule sur un lit de mégablocs plurimétriques hors de rapport avec le calibre usuel de ses alluvions en aval et en amont. Il pourrait s'agir

d'un reste de moraine lavée par la rivière. Au stade Cadirac-Sibian, la langue glaciaire ne s'engageait qu'à peine dans la cluse de Foix comme le montre l'enracinement de cette nappe au niveau de Flassa à 425 m d'altitude au débouché immédiat de la cluse de Foix. Signalons enfin que M. Calvet (observations inédites et carte du Quaternaire des Pyrénées, 2008) confirme la nature morainique des blocs erratiques signalés par D. Faucher (1937) au flanc du Pech de Varilhes. Il s'agit de blocs de gneiss acide grossier, type Aston, de très grande taille (jusqu'à 6 m de grand axe), posés sur un replat à 450-460 m d'altitude, soit nettement plus haut que la racine de T3 située à 370-380 m d'altitude presque en face. De tels blocs sont totalement inconnus dans les poudingues de Pallassou sous-jacents ; ils se distinguent aussi de la chape de blocs de quartzites assimilables au Lannemezan ; cette nappe contient apparemment dans sa masse des blocs de granito-gneiss mais ils sont profondément pourris.

1.3- Les glaciers de l'Ariège et du Vicdessos en amont de Tarascon

En amont des cluses de Sabart, d'Ussat et du Pas de Soulobrie, la glace était canalisée dans de profondes auges aux flancs desquelles subsistent de nombreux placages et banquettes morainiques que nous tentons maintenant de raccorder aux stades d'englacement würmiens pré-würmiens définis en aval de Tarascon (Fig. 5.20).

1.3.1- Le complexe morainique du col de Larnat : un site clé

Le complexe morainique du col de Larnat offre un point de départ commode pour cette présentation car il permet de repérer l'épaisseur atteinte par les langues de glace sur l'interfluve Ariège-Vicdessos, 5 km en amont de la confluence des deux langues. Comme le signale A. Bertrand (1963), l'ensemble des matériaux morainiques situés aux abords du col de Larnat sont très faiblement altérés ; les blocs sont frais, les matrices de teinte grise ou beige, riches en limons et en schistes parfaitement sains et striés. Ces moraines würmiennes tapissent les lourdes croupes de la Fajolle et du Roc d'Arnat et forment trois cordons de taille métrique à décamétrique clairement enracinés à 1273 m d'altitude au sommet de la Fajolle (Fig. 5.21-A et B). Le cordon principal se prolonge au sud du col par le cordon du Roc d'Arnat (1265 m d'altitude) et plus au sud encore par un autre cordon morainique latéral enraciné à 1298 m d'altitude. Ces formes construites soulignent le tracé MEG Würm du glacier de l'Ariège en amont de la cluse d'Ussat. La langue de glace atteignait au moins 800 m d'épaisseur et dessinait, *via* le col de Larnat, un lobe de diffuence en direction du Vicdessos. En contrebas du col, sur le versant ariégeois, trois banquettes morainiques étagées larges d'une cinquantaine de mètres chacune, se tiennent entre 1150 et 1180 m d'altitude et jalonnent un stade de retrait post-maximum au cours duquel la diffuence ariégeoise en direction du Vicdessos a cessé de fonctionner (Fig. 5.21-C).

Au-delà de ces moraines würmiennes, on ne trouve que des blocs morainiques manifestement plus évolués. La photographie 5.22-A montre, sur la marge de la moraine würmienne, des blocs erratiques fortement dégradés en surface par des processus de corrosion chimique. De même, au-delà du sommet de la Fajolle, le versant calcaire du pic de Balme porte jusqu'à 1320-1340 m d'altitude, soit environ une cinquantaine de mètres au-dessus des moraines würmiennes du col de Larnat, des blocs erratiques de gneiss et de granite directement posés sur le substrat, sans matrice morainique. Ces blocs fortement écaillés voire disloqués en plusieurs morceaux ont probablement été démantelés après avoir été lavés de leur matrice morainique. Sur ces bases, on propose de les attribuer à un cycle glaciaire pré-würmien, peut-être le Riss repéré vers l'aval à Cadirac, peut-être un cycle glaciaire plus ancien.

**Fig. 5.20 : Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires :
Basse vallée du Vicdessos
(Légende cf. p. 157)**

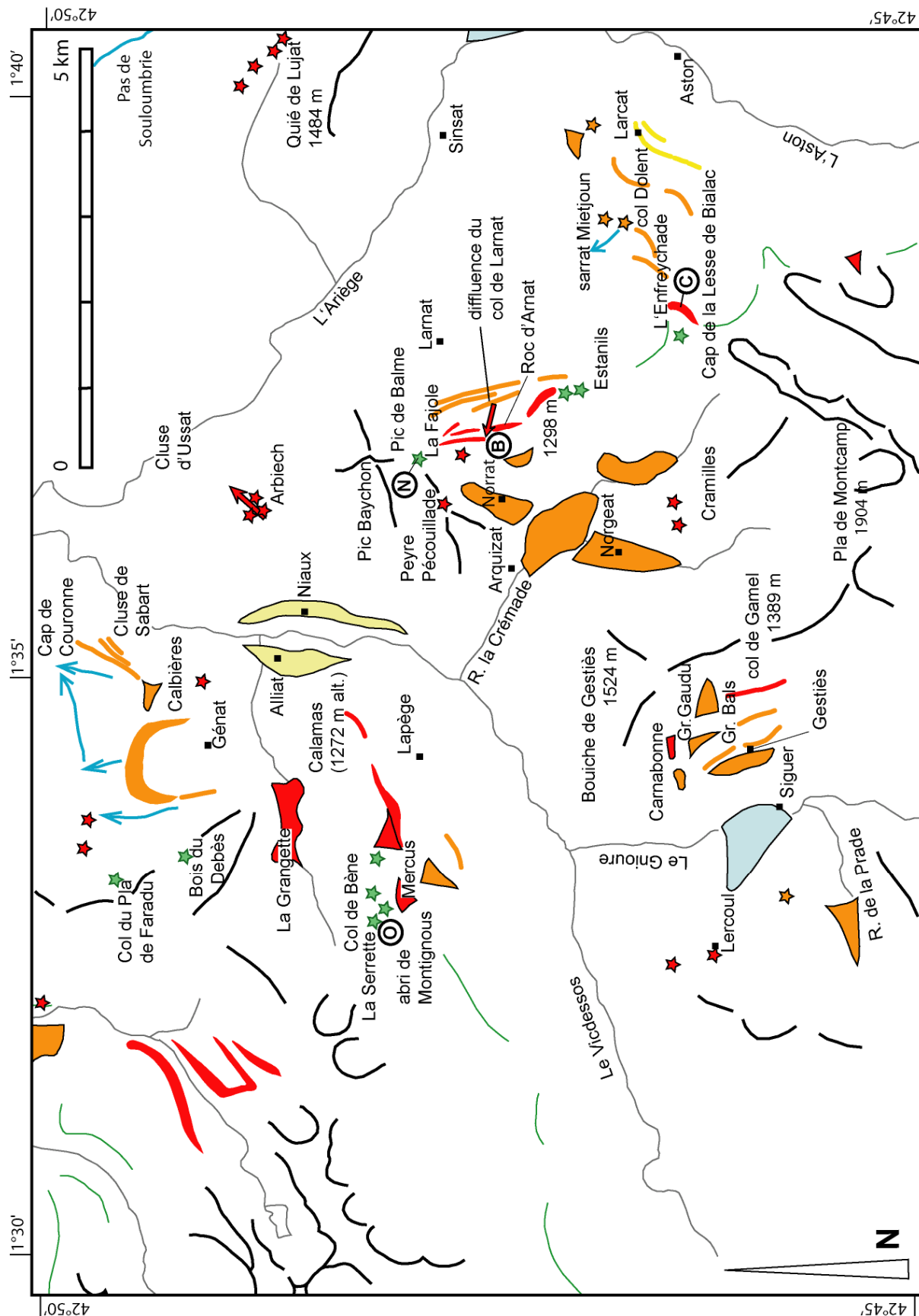
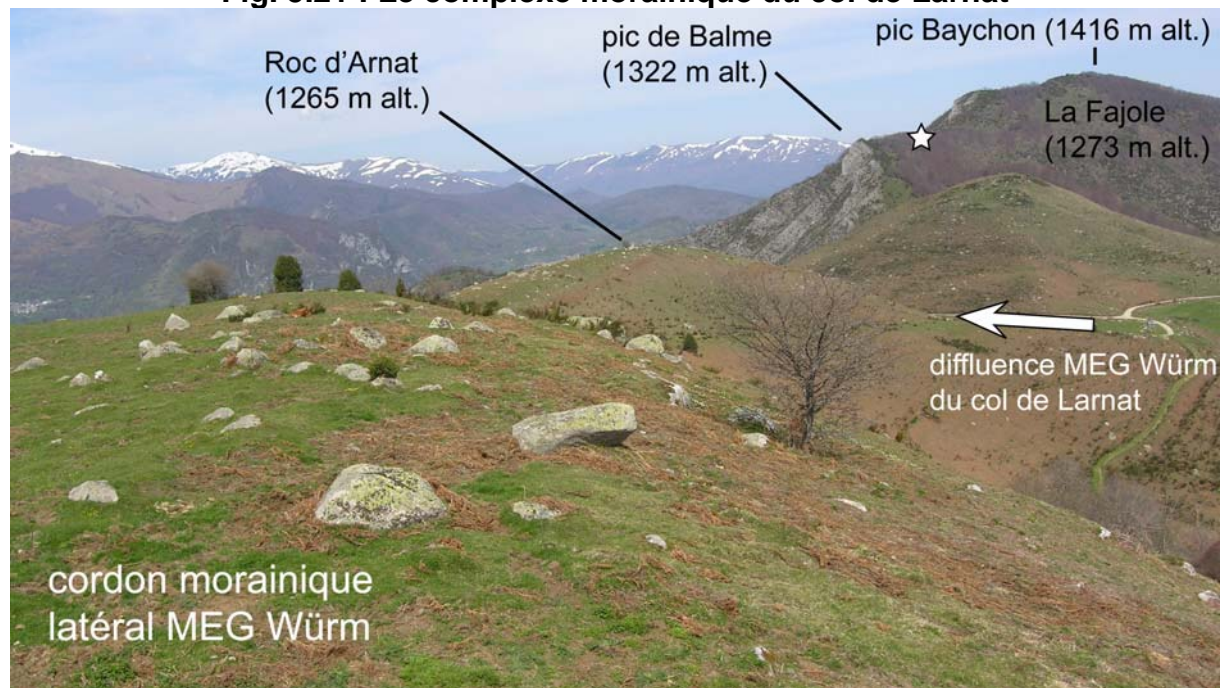


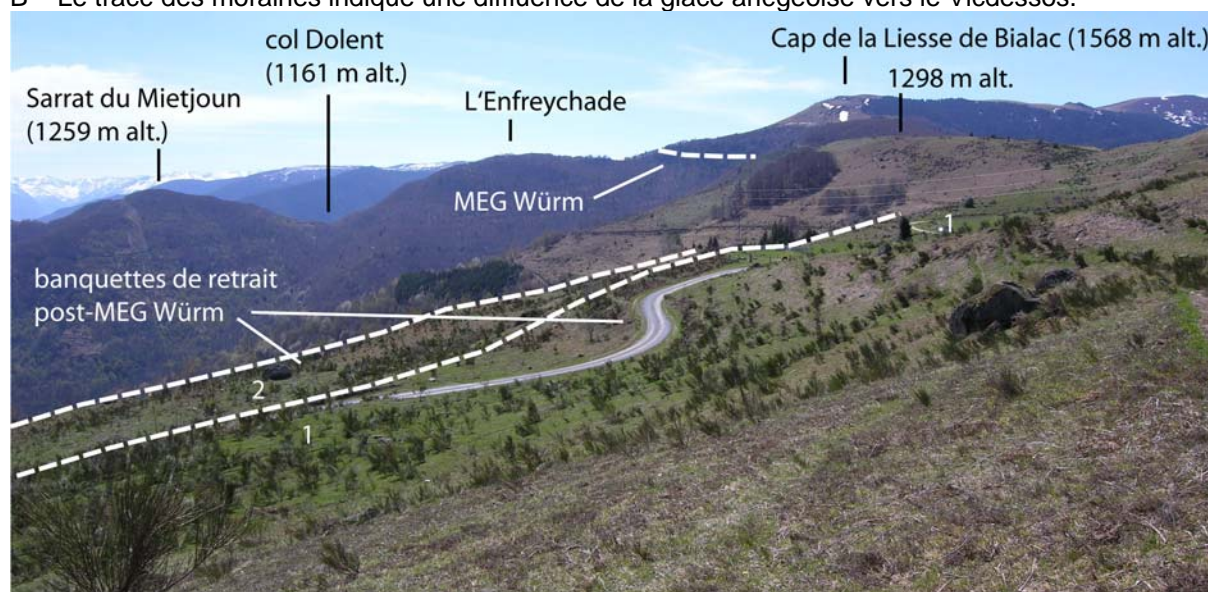
Fig. 5.21 : Le complexe morainique du col de Larnat



A – Les moraines würmiennes du col de Larnat vues du sud. L'étoile blanche localise le site N.

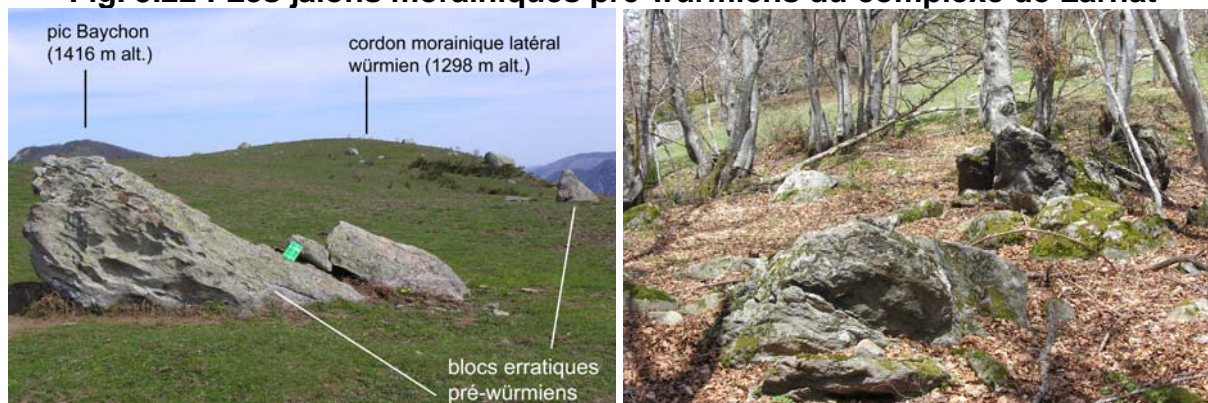


B – Le tracé des moraines indique une difffluence de la glace ariégeoise vers le Videssos.



C – Les banquettes morainiques post-MEG Würm situées en contrebas du col de Larnat, versant Ariégeois. Vue depuis le flanc est de la Fajole.

Fig. 5.22 : Les jalons morainiques pré-würmiens du complexe de Larnat



A – Sur la marge de la moraine würmienne située en amont du col de Larnat (1298 m alt.), des blocs erratiques fortement dégradés en surface par des processus de corrosion chimique sont associés à un cycle glaciaire pré-würmien.

B – Blocs erratiques pré-würmiens. Noter le caractère démantelé des blocs de granites et de gneiss posés ici sur le substrat calcaire du pic de Balme.

1.3.2- Les raccords avec le bassin glaciaire du Videssos

Le glacier du Videssos est le principal affluent du système glaciaire ariégeois mais il ne représente que la moitié de la superficie totale du glacier de vallée composite. En effet, l'Ariège cumule à l'entrée du bassin de Tarascon sa propre superficie et celle des bassins de l'Aston, du Najar, de l'Oriège et de la Lauze, soit un total de 705 km² contre seulement 350 km² pour le Videssos. Le glacier du Videssos formait cependant un puissant émissaire de glace issu des massifs les plus élevés du domaine d'étude. Les principaux flux de glace (vallée de Gnioure-Siguer, vallée d'Atiès, vallée de Mounicou) provenaient de la haute chaîne axiale qui culmine dans le massif du Mont Calm à 3143 m à la Pica d'Estat. En revanche, les vallées de Suc et de Saleix issues du massif des Trois Seigneurs (point culminant à 2199 m d'altitude) ont canalisé des flux de glace nettement plus modestes. Il n'est pas question ici de proposer une reconstitution exhaustive des stades d'englacement dans la vallée du Videssos. Cependant, nous avons recherché dans le tronçon aval de cette vallée les jalons morainiques susceptibles d'être raccordés aux stades d'englacement définis dans le bassin de Tarascon. Trois secteurs ont été parcourus : le vallon de Miglos sur la retombée occidentale du col de Larnat, plus en amont, la zone de confluence entre la vallée de Gnioure-Siguer et le Videssos et, enfin, le versant de rive gauche entre Lapège et Génat.

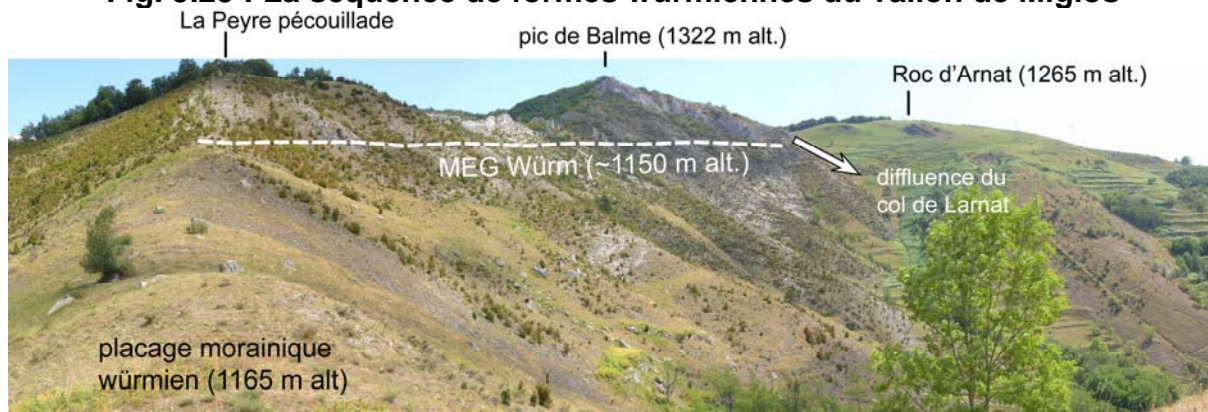
** Les séquences de formes et de dépôts dans le vallon de Miglos*

En rive droite du Videssos, dans le vallon de Miglos, les jalons morainiques les plus perchés ne dépassent pas 1165 m d'altitude sur l'arête calcaire de Peyre Pécouillade. Ces sont des blocs erratiques de gneiss et de granite posés sur un fin placage de till qui voile à peine le substrat (Fig. 5.23-A). De même, sur l'arête de Cramilles, les erratiques les plus perchés se tiennent vers 1150 m d'altitude (Fig. 5.23-B). Cela suggère que, lors du MEG Würm, le glacier du Videssos était sensiblement moins épais que celui de l'Ariège puisqu'il se tenait approximativement au niveau du col de Larnat (1194 m d'altitude) ou légèrement en contrebas alors que la langue ariégeoise diffusait largement par-dessus le col. Cependant, la coalescence entre les deux langues n'a probablement été que très temporaire ; en effet, elle ne concerne que le MEG Würm et disparaît dès les premiers stades de retrait (cf. section 1.3.1). Par contre, l'englacement pré-würmien était suffisamment important (1320-1340 m d'altitude

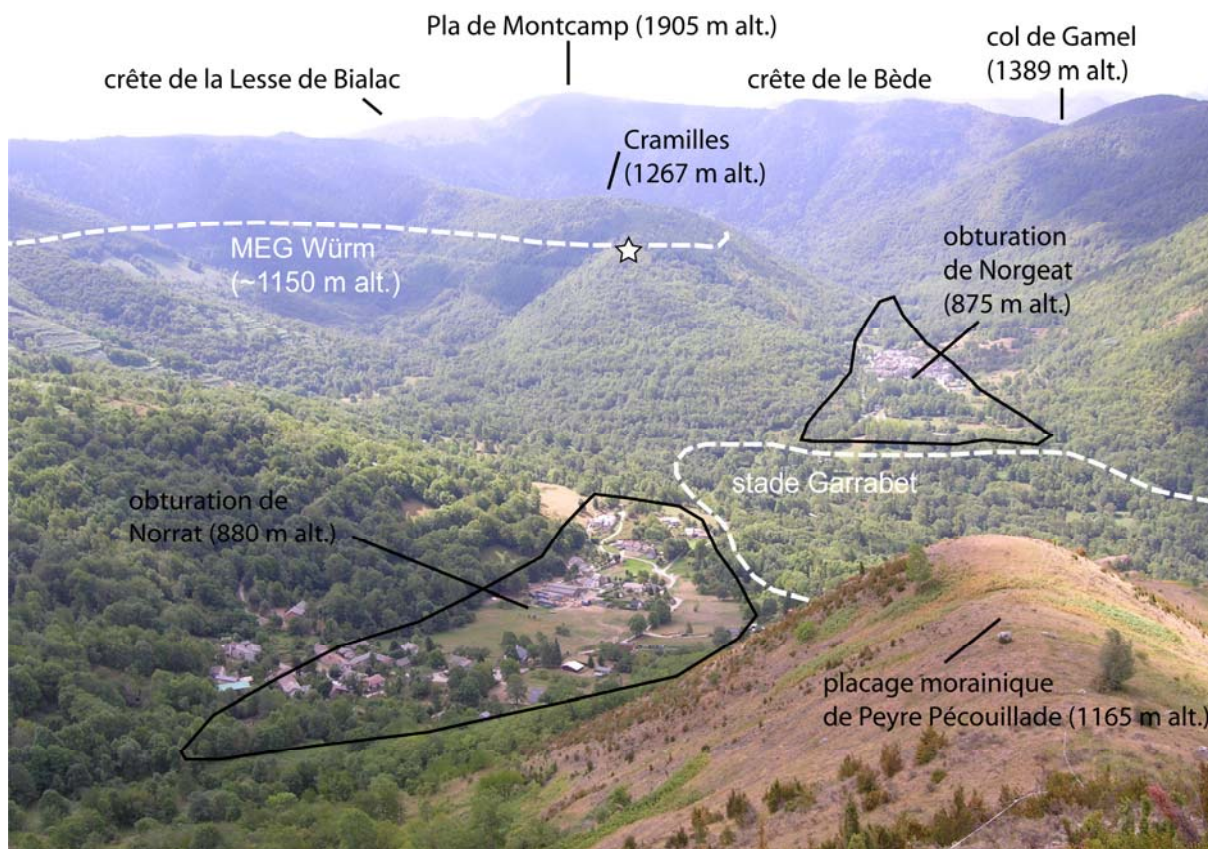
au pic de Balme) pour qu'une transfluence Ariège-Vicdessos large de 2 km au moins se soit installée entre le Pic de Balme et les Estanils.

En contrebas de ces jalons morainiques épars, plusieurs replats d'obturation (Fig. 5.23-B) jalonnent le retrait du glacier de Vicdessos dans le vallon de Miglos. Les plus importants se tiennent vers 900 m d'altitude (replat dans l'axe de ruisseau de la Crémade), vers 870-880 m d'altitude (replats de Norrat et de Norgeat) et 780 m d'altitude (replat d'Arquizat). Enfin, une petite banquette morainique se tient vers 1000 m d'altitude sur le flanc occidental du Roc d'Arnat.

Fig. 5.23 : La séquence de formes würmiennes du vallon de Miglos

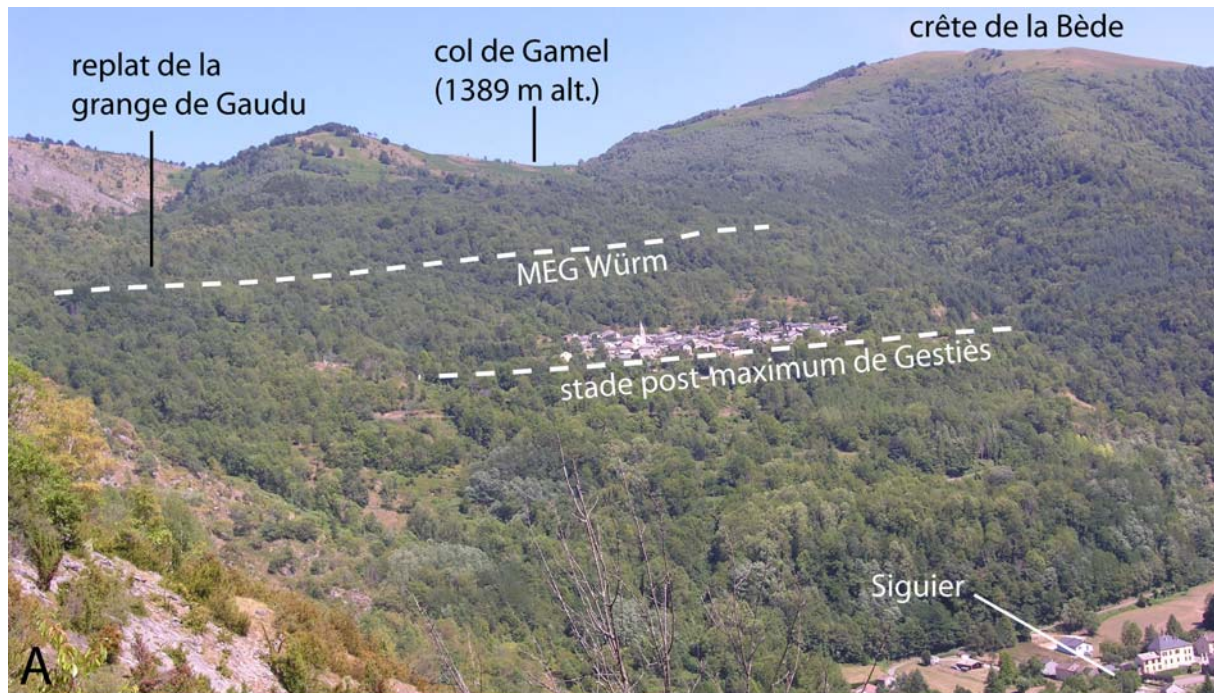


A – Emprise spatiale du MEG Würm dans l'axe du Vicdessos. Noter que le flux de glace engagé dans la vallée du Vicdessos se tient au MEG Würm vers 1150 m d'altitude environ une centaine de mètres sous le glacier de l'Ariège.



B – Les obturations post-MEG Würm du vallon de Miglos soulignent un stade de stationnement situé environ 300 m sous le Maximum (équivalent probable du stade Garrabet).

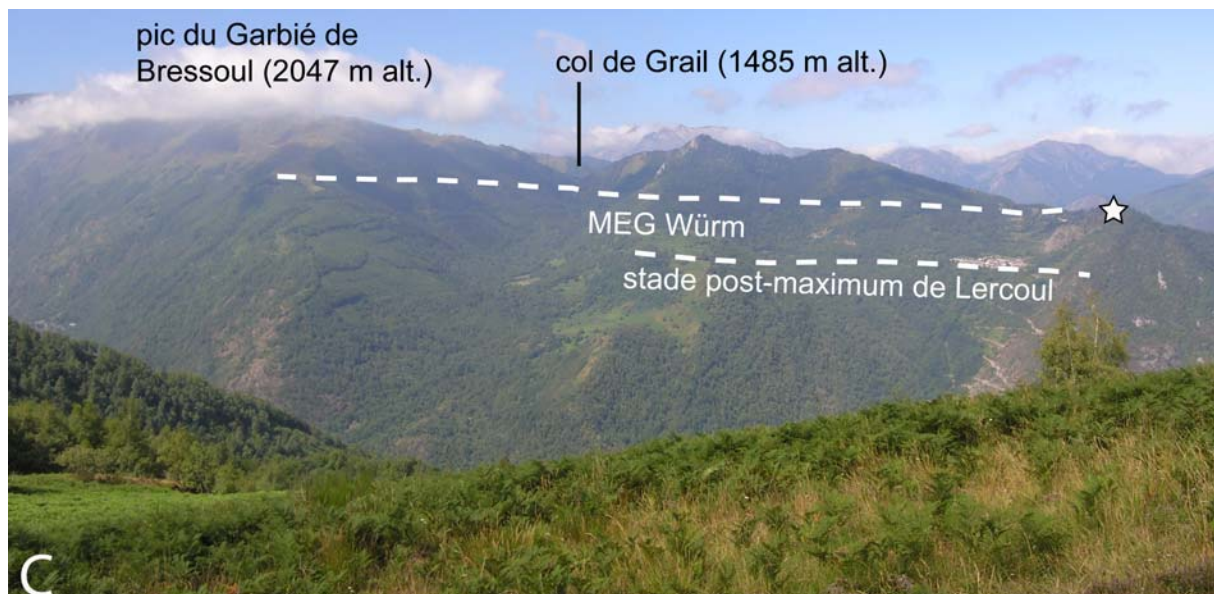
Fig. 5.24 : La séquence de formes würmiennes dans la vallée de Gnioure



A – Les banquettes morainiques situées sur le versant de Gestès.

B – Jalon morainique MEG Würm de Carnabonne (1250 m alt.).

C – Les banquettes morainiques situées sur le versant de Lercoul. Vue depuis le col de Gamel



**** Les séquences de formes et de dépôts dans la vallée de Gnioure***

On retrouve sur le terroir de Gestières et de Lercoul le prolongement amont des stades d'englacement würmiens repérés dans le vallon de Miglos. Le MEG Würm se tient vers 1250 m d'altitude au-dessus de Gestières comme le montrent les blocs de gneiss et de granite situés à 1255 m d'altitude sur l'arête calcaire de Canarbone (Fig. 5.24-A). De même, dans l'axe du col de Gamel (1389 m d'altitude), les premiers blocs se trouvent vers 1250 m d'altitude et forment une banquette de versant d'une vingtaine de mètres de large. Enfin, au-dessus de Lercoul, les moraines würmiennes montent jusqu'à 1300 m d'altitude (placage riche en blocs erratiques de gneiss et de granites au niveau du relais TV de Lercoul, Fig. 5.24-B) mais on est là plus en amont par rapport au flux de glace engagé dans l'auge du Vicdessos.

En contrebas, plusieurs replats de versants, obturations juxtaglaciaires ou simples banquettes morainiques, soulignent des stades de déglaciation plus ou moins avancés. Signalons sur le terroir de Gestières la large banquette de la Grange Gaudu située à 1180-1200 m d'altitude, soit 50 à 70 m sous le MEG Würm. D'autres banquettes plus étroites se tiennent vers 1150 m d'altitude (Grange de Bals) et vers 1030 m d'altitude (Fontaine Vieille). Enfin, le large replat qui porte le village de Gestières (Fig. 5.24-A) se tient entre 950 et 970 m d'altitude. Les constructions morainiques de versant sont plus rares aux abords de Lercoul probablement car le ravinement post-glaciaire a détruit l'essentiel des accumulations morainiques déposées sur les marges glaciaires würmiennes et a redistribué vers le cône de déjection torrentiel de Siguer une partie importante des dépôts glaciaires; signalons seulement les placages morainiques qui tapissent le versant entre 1150 et 1180 m d'altitude (Fig. 5.24-B) et l'obturation à 1080 m d'altitude dans le ruisseau de la Prade. Vue leur altitude, elles jalonnent elles aussi, des stades de déglaciation plus ou moins avancés du glacier de Gnioure mais aussi du Vicdessos.

**** Les séquences de formes et de dépôts en rive droite du Vicdessos, de Lapège à Génat***

- Les jalons pré-würmiens

Dans ce tronçon de vallée, les jalons morainiques les plus perchés ont un faciès relativement évolué qui conduit à les corrélés à un cycle glaciaire pré-würmien. Deux sites sont concernés. L'un se situe à l'ouest de Génat, dans le Bois de Debès, au niveau de la cote 1234 m d'altitude. Là, un champ de blocs de granitoïdes repose directement sur le substrat calcaire, sans matrice morainique. Les blocs ont un faciès très proche de ceux du pic de Balme; ils sont plus ou moins équarris et corrodés en surface. Certains sont démantelés en plusieurs morceaux (Fig. 5.25-D et E). Des blocs analogues jonchent les pentes en contrebas de l'abri forestier du col du Pla de Faradu. L'autre jalon morainique pré-würmien se trouve plus en amont, au droit de Lapège, sur les flancs de la Serrette. Il s'agit d'un important placage morainique constitué de blocs de granites et de gneiss type Aston dont certains atteignent 5-6 m de grand axe et 3-4 m de haut (Fig. 5.25-A, B et C). Ces blocs sont relativement nombreux entre 1400 m d'altitude et le col de la Bène (1280 m d'altitude) mais ils se raréfient en direction de l'abri de Montignous.

- La séquence würmienne au droit de Lapège

En contrebas du col de Bène (1280 m d'altitude) et du col de Lapège (1226 m d'altitude), les placages morainiques tapissent le versant beaucoup plus régulièrement et sont constitués de matériaux faiblement altérés, proche des faciès würmiens décrits *supra*. Dans ce

secteur, les formes construites sont assez ténues et très difficiles d'accès compte tenu de la densité de la couverture végétale. On signalera donc seulement le replat de Mercus, situé à 1250 m d'altitude soit exactement au même niveau que les jalons morainiques MEG Würm repérés sur la crête de Cramilles, et la longue moraine latérale enracinée à 1200 m d'altitude sous le col de Lapège (Fig. 5.26-A) où elle forme une banquette morainique et/ou juxtaglaciaire de quelques centaines de mètres de large. La pente amont-aval de cette moraine latérale est relativement forte puisqu'elle plonge rapidement sous 1500 m d'altitude au contournement du sommet de Calamas (1272 m d'altitude). Sur ces bases, on reconstitue un glacier MEG Würm formant au niveau de la cluse de Niaux une cascade de sérac avant de s'engouffrer, en rive droite, dans le vallon d'Arbiech et, en rive gauche, sur le replat structural de Génat.

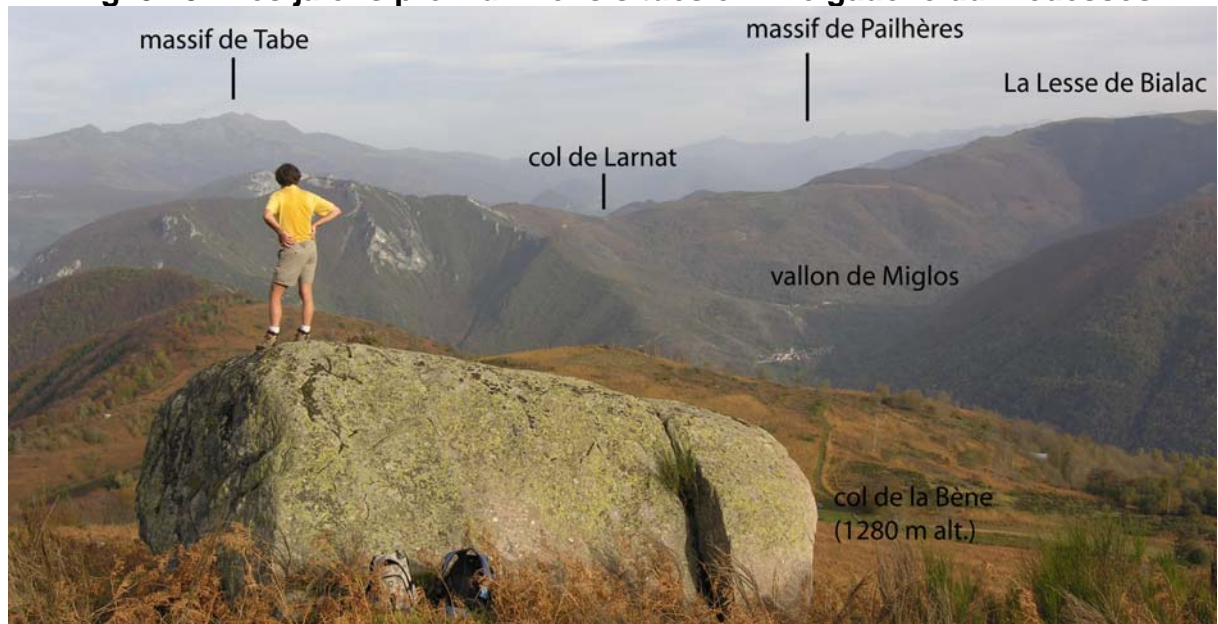
- La séquence würmienne au droit de Génat

La dépression perchée de Génat correspond à une combe creusée dans un banc de marnes schisteuses datées de l'Albo-Aptien. Le creux de la dépression porte un vallum morainique haut d'une dizaine de mètres à son front ; il est relativement émoussé sur ses marges latérales mais on suit parfaitement dans le paysage son tracé lobé. Le front morainique se prolonge vers l'amont par une moraine latérale située vers 1020-1030 m d'altitude et, vers l'aval, il contourne la butte des Calbières (1077 m d'altitude) sans la recouvrir ; en effet, les blocs erratiques les plus perchés au flanc de ce relief calcaire se trouvent à 1030 m d'altitude. A son front, le vallum n'est pas raccordé à un épandage proglaciaire mais à un sillon d'eau de fonte creusé dans un substrat rocheux à peine voilé de colluvions. En avant de cette forme construite, on trouve jusqu'à 1000 m d'altitude des blocs erratiques épars directement posés sur le substrat calcaire (Fig. 5.26-B). Ces blocs, qui ont un faciès radicalement différent de ceux situés au bois de Debès vers 1230 m d'altitude, pourraient jaloner l'emprise maximale atteinte par le lobe würmien dans la dépression de Génat ; auquel cas, le vallum frontal situé à 960 m d'altitude doit être associé à un stade de retrait post-maximum. C'est l'option retenue sur la carte paléoenglacement mais, dans ce cas précis, il est difficile de trancher car les blocs erratiques situés en avant du vallum de Génat peuvent en fait résulter d'une pulsation MEG Würm très temporaire qui est finalement sans grande signification.

Les replats de versant situés en contrebas de la dépression de Génat sont quant à eux beaucoup plus significatifs. En effet, l'obturation juxtaglaciaire située à 930 m d'altitude sur le versant nord des Calbières (Fig. 5.26-C et D) ainsi que les moraines du Cap de Couronne (890 m d'altitude) jalonnent incontestablement un stade de déglaciation situé une centaine de mètres en contrebas de l'emprise MEG Würm. L'obturation de la Grangette se tient elle aussi à 890 m d'altitude mais comme elle se situe 1 km en amont, elle correspond nécessairement à un stade de déglaciation un peu en retrait. Cependant, l'ensemble de ces replats souligne un glacier du Videssos encore très épais qui pourrait être contemporain du stade Garrabet défini dans le bassin de Tarascon.

Enfin, dans le fond de la vallée, l'ombilic de Niaux est colmaté par un épais remplissage glaciolacustre et deltaïque dont on a pu noter la composition à partir d'une coupe dans le talus de la route qui mène au village d'Alliat (Fig. 5.27). A ce niveau, les argiles lacustres dominent mais une lentille grossière apparaît à la base de la coupe à proximité du village à 580 m d'altitude. Cette lentille est composée de galets, de mégablocs de granitoïdes roulés et de quelques éléments calcaires dans une matrice riche en sables grossiers et graviers. Ce matériel est trié ; il s'agit bien d'une lentille fluvioglaciaire ou fluviotorrentielle intercalée dans les argiles lacustres et pas d'une passée morainique. Compte tenu de la position de la

Fig. 5.25 : Les jalons pré-würmiens situés en rive gauche du Vicdessos



A – Mégabloc erratique pré-würmien de la Serrette (Surface O1, Py06-18 datée à $49,7 \pm 3,3$ ka sur sommet de ce bloc).

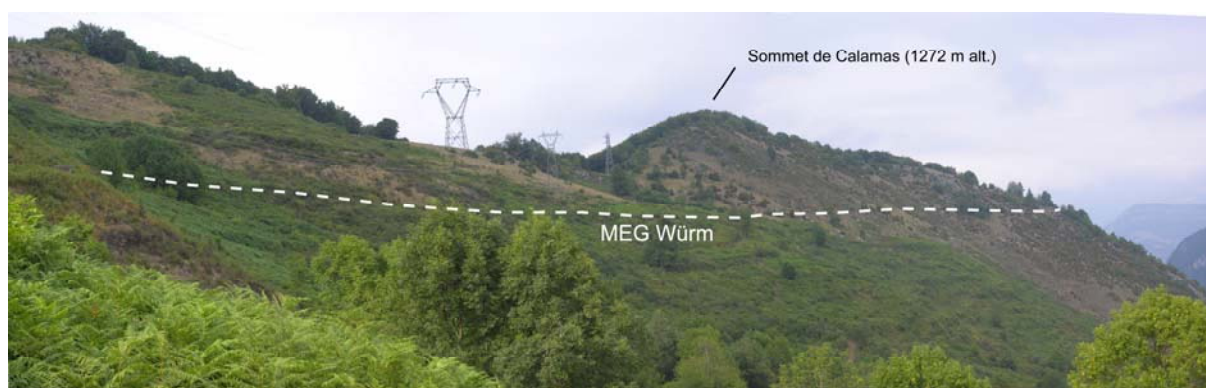


B – Vue depuis mégabloc (photo A). C – Vue depuis le col de la Bène (placage pré-würmien).

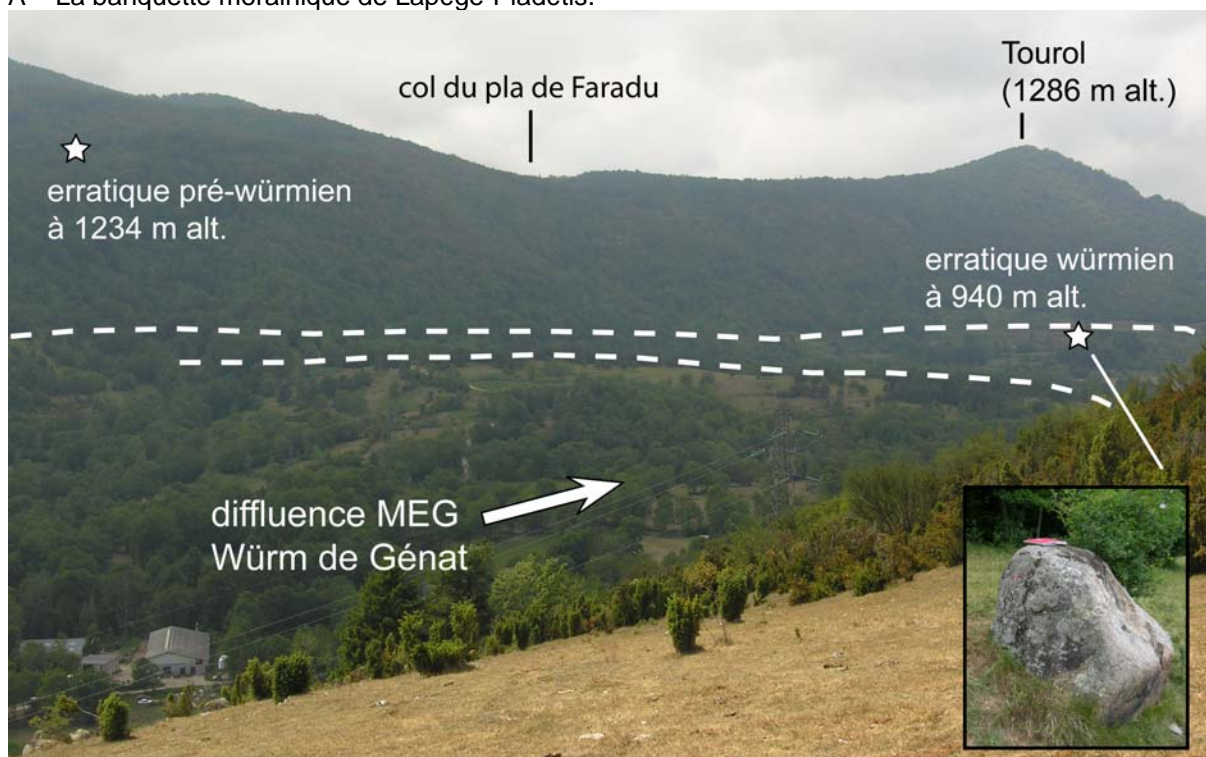


D et E – Blocs erratique pré-würmien du Bois du Debès (1234 m alt.).

Fig. 5.26 : La séquence würmienne de Lapège à Génat



A – La banquette morainique de Lapège-Pladétis.



B – Les jalons morainiques situés dans le vallon de Génat.



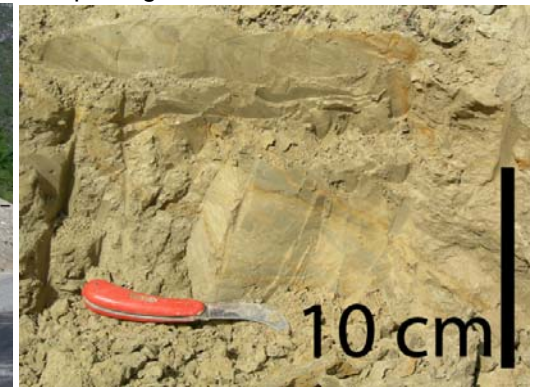
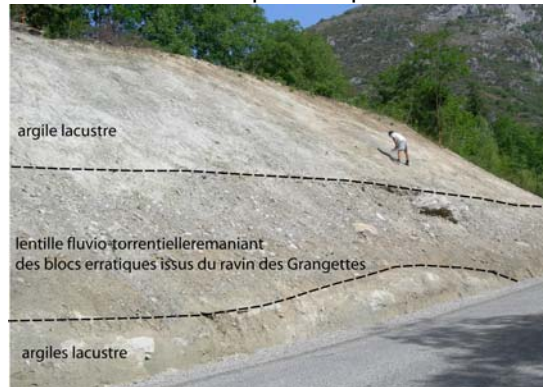
C – L'obturation de la Grangette vue depuis le flanc ouest de Calbières. Noter sur la droite de la photo les blocs erratiques (granite sur substrat calcaire).

D – L'obturation juxtaglaciaire située à 930 m d'altitude sur le versant nord des Calbières.

Fig. 5.27 : Le remplissage glaciolacustre et deltaïque de Niaux



A – La basse vallée du Vicdessos vue depuis l'entrée de la grotte de la Vache. Noter la position perchée du toit du remplissage de Niaux.



B – Remplissage deltaïque lié au colmatage du paléolac de Niaux par les eaux de fonte proglaciaire du glacier du Vicdessos.

C – Coupe dans sédiments glaciolacustres situés à proximité du village d'Alliat. Noter la lentille fluviotorrentielle intercalée dans les argiles lacustres. D – Détail sur le dépôt lacustre situé au niveau du personnage sur photo C.

coupe, cette lentille est plus probablement liée à un apport fluviotorrentiel issu du ravin de la Grangette qu'à un apport fluvioglaciaire issu de l'amont Vicdessos ; les mégablocs de granitoïdes qu'elle contient pouvant provenir du remaniement de tills plaqués sur le versant. Les coupes situées derrière le musée de Niaux montrent quant à elles un remplissage sableux de type deltaïque associé au colmatage du lac par les eaux de fonte proglaciaire issues de la langue du Vicdessos alors nécessairement déconnectée du glacier de l'Ariège. Le toit de ce remplissage forme de part et d'autre de la rivière un plan de terrasse situé entre 580 et 600 m d'altitude. Ce dernier domine d'une dizaine de mètres un plan alluvial lui-même incisé par le lit actuel du torrent. Reste à préciser l'origine du barrage lacustre ; nous avons recherché en vain dans la cluse de Sabart les traces d'un écroulement susceptible d'avoir bloqué l'écoulement. Il est plus probable que le lac de Niaux soit lié à une obturation de la vallée du Vicdessos par un glacier Ariégeois encore suffisamment puissant pour s'avancer jusqu'au complexe morainique de Bernière voire de Bompas-Arignac. En effet, le toit à 580-600 m d'altitude du lac de Niaux est tout à fait compatible avec l'altitude du plan proglaciaire de Surba-Banat-Rabat-les Trois-Seigneurs (560 m d'altitude).

**** Eléments de paléogéographie glaciaire en bas Vicdessos***

Les quelques jalons morainiques pré-würmiens repérés en bas Vicdessos (1234 m d'altitude au bois du Debès, 1340 m d'altitude au pic de Balme et 1400 m d'altitude à la Serrette) se situent une centaine de mètres au-dessus des moraines würmiennes. Cela montre bien que l'emprise spatiale atteinte par les glaciers antérieurs au Würm était sensiblement plus étendue que celle du dernier cycle glaciaire, ce qui est en accord avec les observations réalisées dans le bassin de Tarascon et aux abords de la cluse de Foix.

Au MEG Würm, le glacier du Vicdessos se tient vers 1300 m d'altitude en amont de la confluence du Gnioure mais il s'abaisse progressivement vers l'aval et se tient plutôt vers 1250 m d'altitude au niveau de la crête de Cramilles et 1150 m d'altitude au niveau du vallon de Miglos où il reçoit des apports de glace ariégeoise via la diffluence du col de Larnat. En rive droite, la moraine de Lapège souligne un tracé comparable. Par contre, les indices sont plus ténus dans les vallons de Génat et d'Arbiech où le tracé MEG Würm se perd. Dans la mesure où l'emprise MEG Würm se tient entre 800 et 850 m d'altitude vers l'aval, en basse Courbière, il faut envisager au niveau des cluses de Niaux et de Sabart d'importantes cascades de séracs et un glacier dont la pente décroît très vite. Comme la langue du Vicdessos se tient vers 1150 m d'altitude à l'entrée de la cluse de Niaux, nous envisageons au MEG Würm un lobe de glace engagé jusqu'à 1000 m d'altitude au moins dans la dépression de Génat. Cela suppose qu'en rive droite le Cap de la Lesse de Tarascon (1189 m d'altitude) émerge de plus d'une centaine de mètres. Vers l'aval, au droit de la cluse de Sabart, cette langue couvre encore le Cap de Couronne mais s'abaisse très rapidement et se tient probablement vers 900 m d'altitude lorsqu'elle rejoint le flux de glace ariégeois et s'apprête à diffuser vers la basse Courbière.

L'ensemble des banquettes morainiques et obturations juxtaglaciaires repérées sur les versants de l'auge du Vicdessos entre 780 et 1000 m d'altitude sont probablement contemporaines du stade Garrabet défini dans le bassin de Tarascon. En effet, ce stade d'englacement est associé à des paléoenglacements sensiblement en retrait par rapport au MEG Würm mais il est encore suffisamment épais pour recouvrir en amont du Pas de Soulobrie la corniche structurale qui domine l'Ariège. Il est donc fort probable qu'au stade Garrabet, la langue du Vicdessos confluaient encore largement avec celle de l'Ariège. Par contre, à partir du stade Bompas-Arignac, la langue du Vicdessos se retire en amont de Niaux

et un lac de barrage glaciaire s'installe dans l'ombilic récemment déglacé. Faute de construction morainique frontale évidente dans la vallée du Vicdessos, il est difficile de préciser l'emprise spatiale de la langue du Vicdessos durant le stade Bompas-Arignac. Le paléolac s'est probablement maintenu jusqu'à ce que le glacier de l'Ariège se retire en amont de la cluse d'Ussat, c'est-à-dire après le stade Bernière. Mais voyons maintenant quelle reconstitution de l'emprise spatiale des paléoenlacements on peut proposer pour la moyenne vallée de l'Ariège en amont du bassin de Tarascon.

1.3.3- Les raccords avec la vallée de l'Ariège

Entre Luzenac et la cluse d'Ussat, la vallée de l'Ariège suit une bande de terrains sédimentaires pincée entre les socles paléozoïques de la Tabe au nord-est et de l'Aston au sud-ouest. Cette série sédimentaire se localise de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne et associe des terrains d'âge et de résistance à l'érosion différentielle extrêmement variés. En effet, l'auge de l'Ariège recoupe (i) des schistes, calcschistes, grès et conglomérats cambro-ordoviciens, (ii) des schistes carburés d'âge silurien, (iii) des calcaires dévonien, (iv) des calcaires urgo-aptiens et (v) des marnes noires datées de l'Albien. Cet agencement structural complexe se traduit par un profil en travers très dissymétrique caractérisé en rive droite par une corniche structurale dans les calcaires urgo-aptiens et, dans l'axe de la vallée, par une succession de verrous et d'ombilics particulièrement surcreusés et évasés dans les schistes siluriens (de Luzenac à Albiès et des Cabanes à Sinsat). Ce tronçon de vallée a fait l'objet d'une étude détaillée du modelé et des dépôts glaciaires (Bertrand, 1963), étude reprise par F. Taillefer dans sa synthèse de 1985. Ces auteurs situent le stade d'expansion maximum vers 1300 m en rive droite de l'Ariège et envisagent en rive gauche un recouvrement généralisé des *Plas* de l'Aston (Fig. 5.28 et 3.2). Deux autres phases de stationnement sont également individualisées. Nous avons repris l'ensemble des observations afin de raccorder ces dépôts avec les stades d'enlacements définis dans le bassin de Tarascon et dans le bas Vicdessos (Fig. 5.29).

**** Dans le prolongement amont de la vallée d'Arnavé, la rive droite de l'Ariège et les raccords avec les glaciers locaux issus du massif de Tabe***

Plusieurs transects permettent de caractériser les séquences de formes et de dépôts localisées sur la retombée méridionale du massif de Tabe et la corniche structurale qui surplombe l'Ariège. Les transects du Quié de Lujat et du Roc de la Lauzate se situent de part et d'autre du Pas de Soulobrie, ceux des soulans d'Appy et d'Axiat se situent respectivement 3 km et 6 km en amont.

- Les transects du Quié de Lujat et du Roc de la Lauzate

Le vallon du ruisseau de Lujat, qui est situé entre les barres rocheuses du Quié (1484 m d'altitude) et de la Teste de Cuing (1386 m d'altitude, Fig. 5. 30-A), porte un saupoudrage de blocs erratiques de gneiss et de migmatites posés sur le substrat calcaire. Ces blocs allogènes sont relativement nombreux jusqu'à 1280 m d'altitude ; ils ont une forme arrondie et émoussée assez caractéristique des erratiques würmiens (Fig. 5. 30-B). Au-delà, les jalons morainiques sont plus rares et leur aspect permet difficilement de repérer s'ils sont plutôt d'âge würmien ou pré-würmien. Les blocs erratiques les plus perchés que nous avons repérés se situent vers 1320-1330 m d'altitude sur le replat localisé au nord du vallon de Lujat dans le prolongement de la Teste de Cuing (Fig. 5. 30-C).

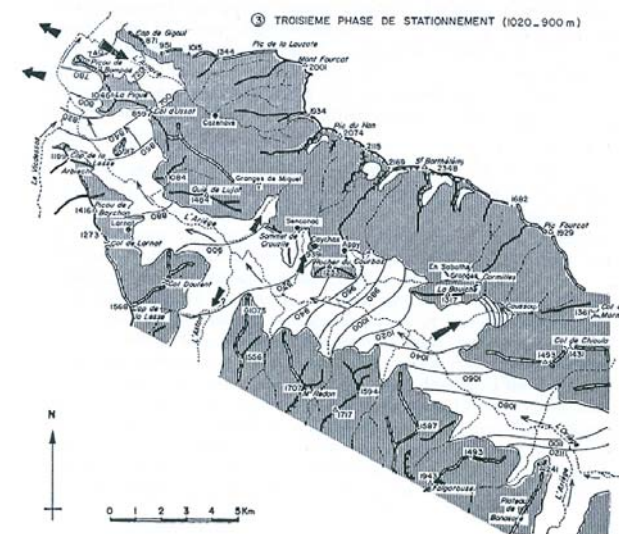
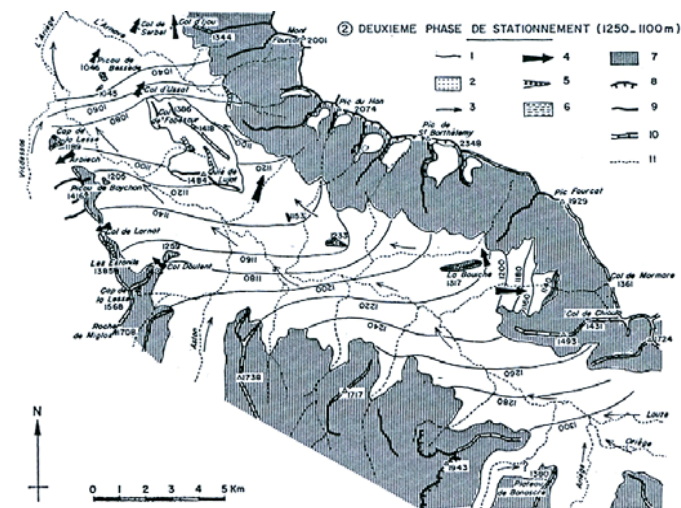


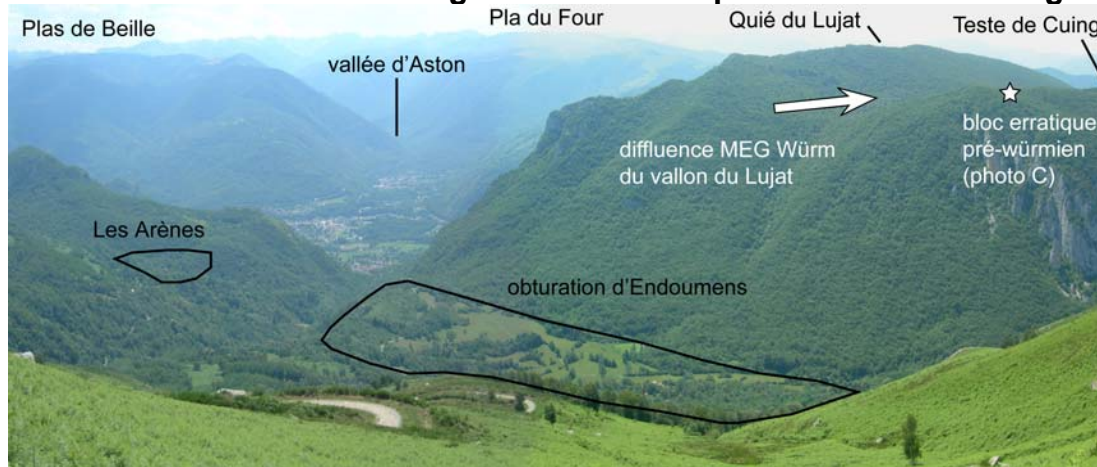
Fig. 5.28 : Les trois phases de stationnement du glacier dans le val d'Ariège (Extrait de Bertrand, 1963)

- 1- Limite de glacier et courbe de niveau figurant la surface de la glace. 2- Zone d'alimentation des glaciers (au-dessus de 1600 m). 3- Sens de l'écoulement de la glace. 4- Difffluence. 5- Cordon morainique. 6- Plaine ou terrasse d'obturation glaciaire. 7- Nunataks et versants rocheux. 8- Crête de recoupement glaciaire, cirque. 9- Principales crêtes non glaciaires. 10- Crête arrondies. 11- Réseau hydrographique actuel.

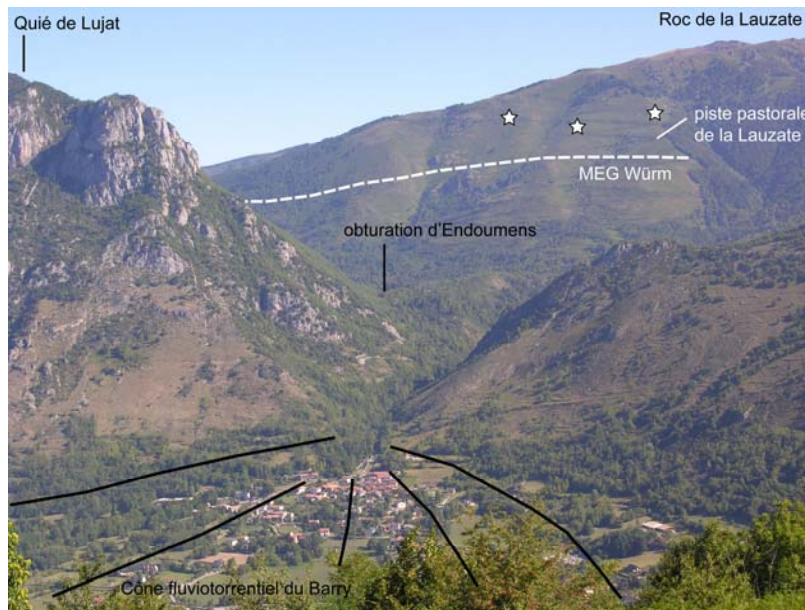
(Légende p. 157)



Fig. 5.30 : Würm et pré-Würm sur les marges du Pas de Soulobrie



- A – Jalons würmiens et pré-würmiens du Quié de Lujat
- B – Placage morainique würmien du vallon de Lujat
- C – Blocs erratique situé vers 1320-1330 m alt., au nord du vallon du Lujat (sur la Teste de Cuing).



- E – Emprise spatiale des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens sur le versant du roc de la Lauzate. Les étoiles blanches localisent les placages morainiques les plus perchés de ce versant.
- F – L'obturation juxtaglaciaire d'Endoumens

La piste pastorale du Roc de la Lauzate offre un transect plus continu mais les jalons morainiques que nous y avons relevés ne sont guère plus significatifs. Les dépôts incontestablement morainiques et d'âge würmien montent jusqu'à 1170 m d'altitude. Au-delà, le versant est nappé de colluvions remaniant des blocs de migmatites issus de l'altération du substrat et, jusqu'à 1350 m d'altitude maximum, des éléments allogènes d'origine morainique comme par exemple des galets de schistes striés (Fig. 5.30-E). La position du MEG Würm dans ce secteur est donc difficile à définir. Par contre, plusieurs formes construites situées en contrebas soulignent parfaitement deux stades de retrait post-MEG Würm. C'est le cas d'un cordon morainique latéral recoupé par la piste pastorale vers 1100 m d'altitude. C'est aussi le cas de la terrasse d'obturation juxtaglacière d'Endoumens/les Arènes située vers 850 m d'altitude (Fig. 5.30-F). Vers l'amont, la corniche structurale qui surplombe l'Ariège est parcourue par un réseau de sillons d'écoulement juxta et sous-glaciaires quasi continu jusqu'au village d'Appy.

- Le transect de la soulane d'Appy-Denladel

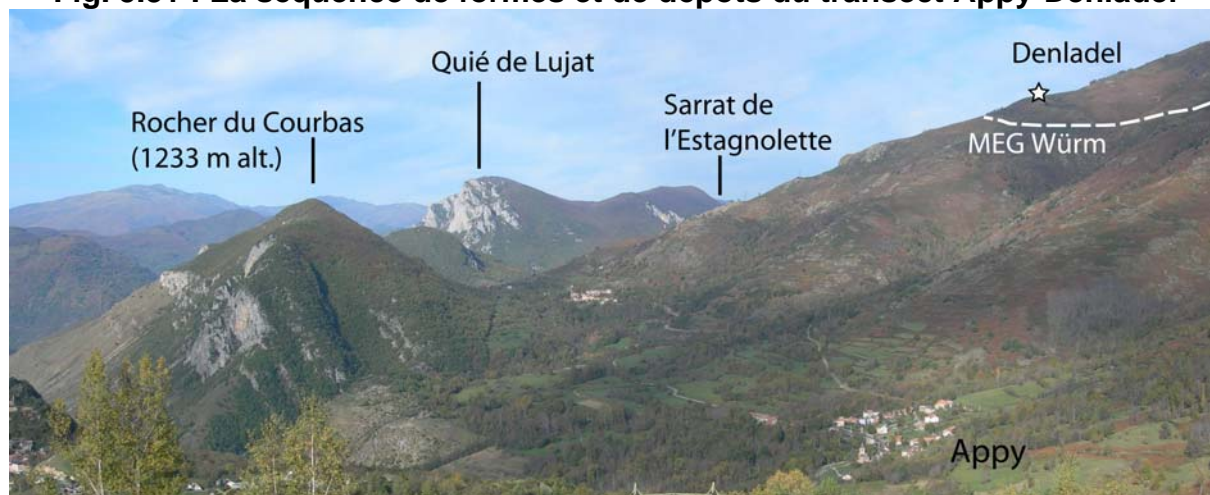
Au droit du village d'Appy (Fig.5.31-A), au-dessus des sillons d'écoulement juxta et/ou sous-glaciaires qui accidentent la corniche, les jalons morainiques sont assez rares. Les replats de l'Estagnolette vers 1150 m d'altitude sont fondamentalement des formes d'érosion même si des bourrages morainiques demeurent dans les creux entre les bosses rocheuses polies. Au-delà, il faut signaler vers 1350 m d'altitude une large banquette morainique au Près des Mouillères (Fig.5.31-B) ; elle souligne la confluence du glacier local du Sauquet et de la langue de l'Ariège. La forme construite est constituée de tills peu altérés ; les blocs erratiques en surface correspondent pour bon nombre d'entre eux à des migmatites issues du cirque du Sauquet mais on trouve aussi des granites et des gneiss d'origine plus lointaine. Une cinquantaine de mètres au-dessus, un autre cordon morainique latéral, constitué lui aussi de matériaux peu altérés (Fig.5.31-C), confirme la confluence des deux langues. Sur cette croupe Denladel, on trouve des blocs de gneiss jusqu'à 1500 m d'altitude mais il s'agit là de blocs erratiques isolés, relativement rares et directement posés sur le substrat. Bien que certains de ces blocs aient une forme peu dégradée (Fig.5.31-D), nous les avons associés à un cycle glaciaire pré-würmien car leur position en altitude s'accorde assez mal avec le MEG Würm.

- Le transect de la soulane d'Axiat-Trimouns

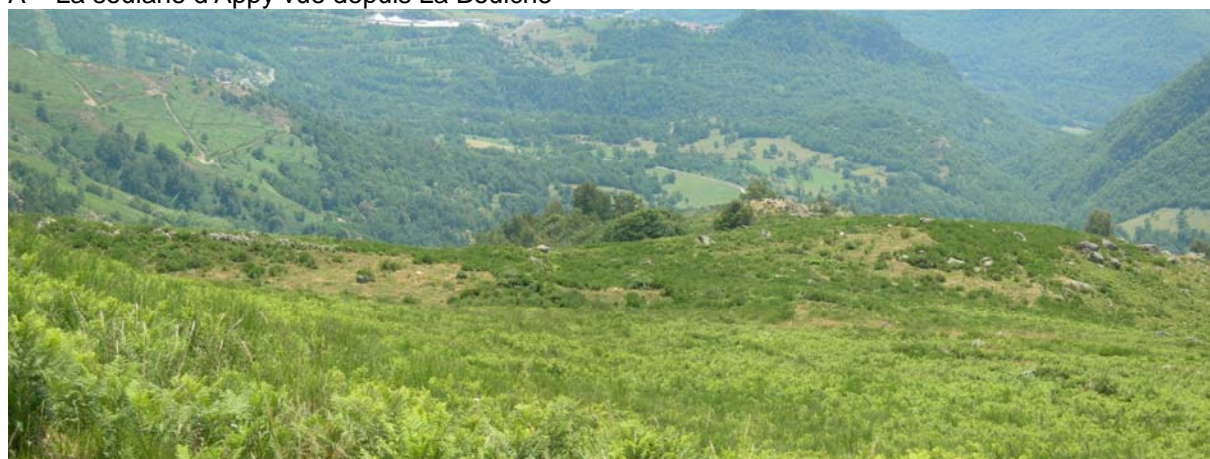
La soulane d'Axiat porte au moins 5 stades de stationnement du glacier de l'Ariège clairement étagés sur le versant. Il s'agit dans tous les cas de formes construites (replat d'obturation juxtaglacière, cordons ou banquettes morainiques latérales) constituées de matériaux frais attribuables au cycle glaciaire würmien. Sur l'interfluve entre le ruisseau de Fontronne et celui d'Arnet, deux cordons morainiques latéraux soulignent, vers 1430 m d'altitude, la confluence MEG Würm des glaciers locaux de Fontronne et d'Arnet avec la langue de glace principale (Fig.5.32-A). En contrebas, vers 1250-1280 m d'altitude et vers 1130 m d'altitude, deux autres cordons morainiques latéraux jalonnent l'amaigrissement post-maximum du glacier principal (Fig.5.32-B et C). A ce stade, la glace ariégeoise franchit encore le seuil de Carmilles et reçoit probablement encore la glace issue du ravin de Fontronne. Par contre, ce n'est plus le cas au moment où les obturations des granges d'En Sabathé (1074 m d'altitude) et d'Esplas (1037 m d'altitude) sur le ruisseau d'Arnet se mettent en place. Dès lors, le glacier de l'Ariège occupe encore la corniche d'Axiat tandis que le glacier local de Fontronne construit sur sa marge gauche une imposante moraine latérale qui recoupe les cordons et banquettes morainiques construites entre 1430 et 1150 m d'altitude au cours du MEG Würm et des premiers stades de retrait. Enfin, en contrebas des obturations

d'Esplas et d'En Sabathé, l'obturation d'Axiat-Betsaneilles (850 m d'altitude) jalonne la déglaciation totale de la corniche structurale qui domine la vallée de l'Ariège (Fig. 5.32-D).

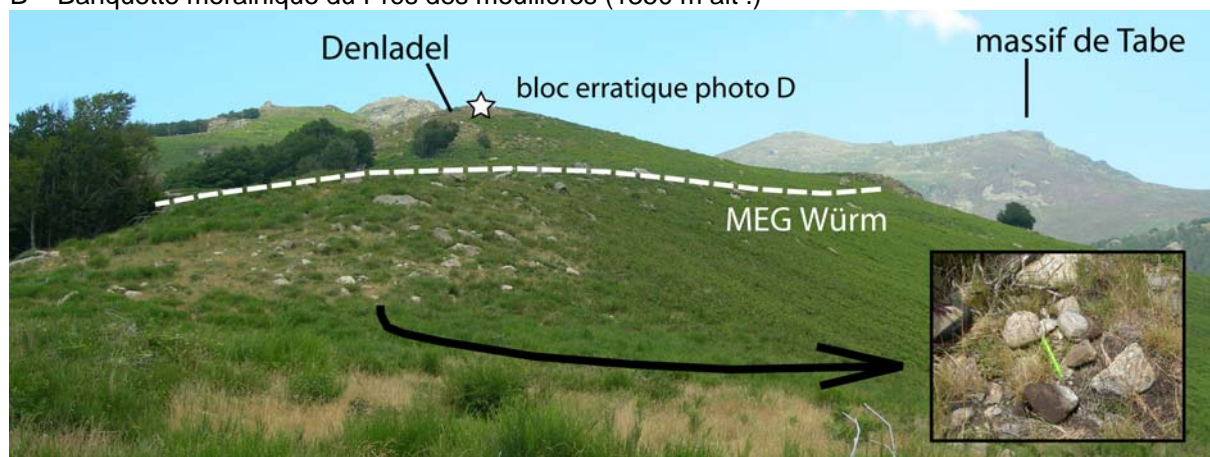
Fig. 5.31 : La séquence de formes et de dépôts du transect Appy-Denladel



A – La soulane d'Appy vue depuis La Bouiche



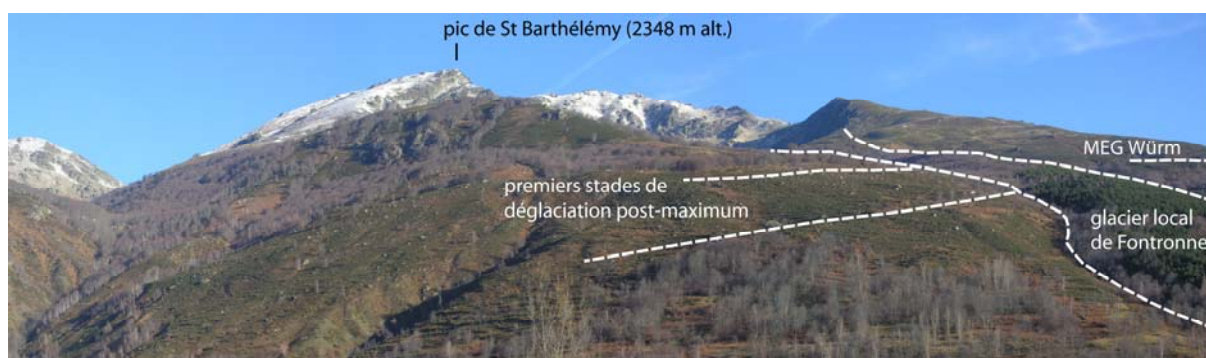
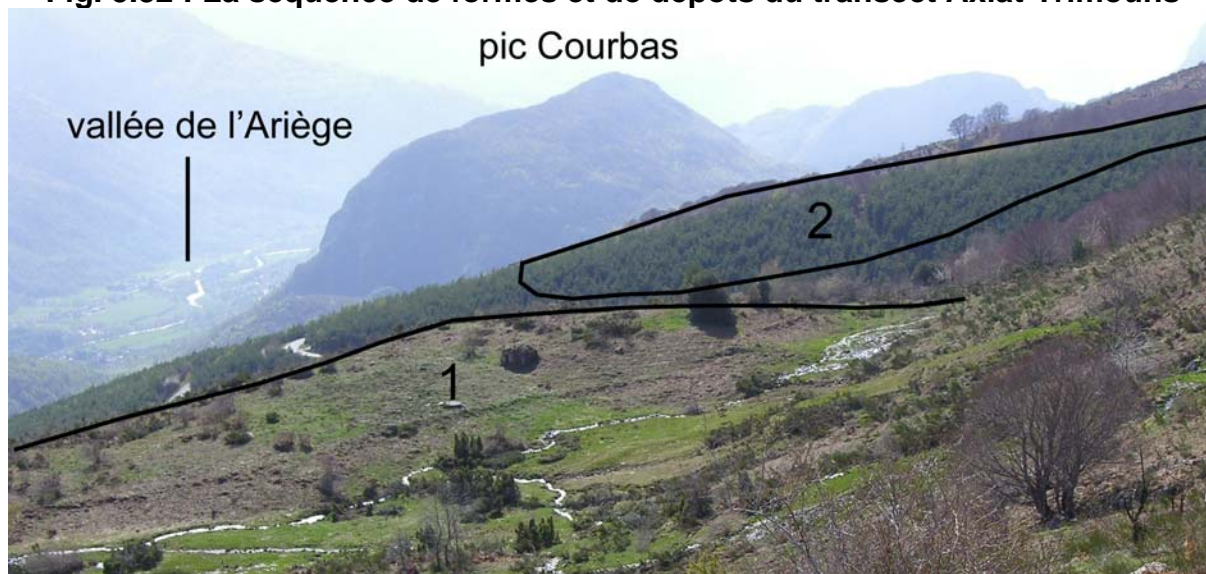
B – Banquette morainique du Près des mouillères (1350 m alt.)



C – Cordon morainique latéral situé vers 1450 m d'altitude et associé au MEG Würm.

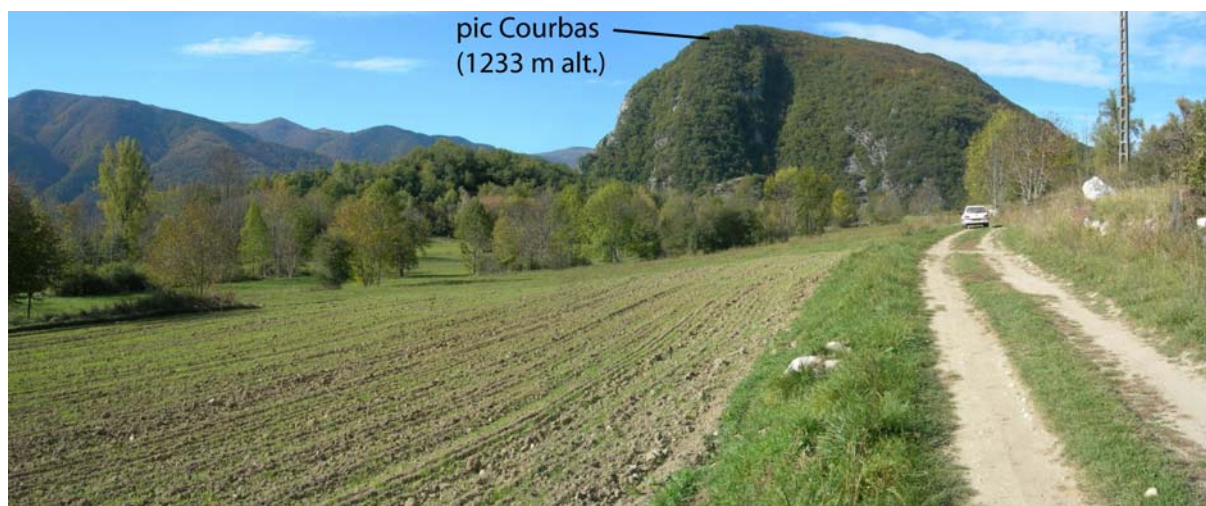
D – Bloc erratique situé à 1500 m d'altitude sur la crête de Denladel et associé à un stade d'englacement pré-würmien

Fig. 5.32 : La séquence de formes et de dépôts du transect Axiat-Trimouns
pic Courbas



A – Depuis interfluve entre ravin de Fontronne et d'Arnet, vue vers aval. 1- Moraine latérale à 1430 m alt. associée au MEG Würm dans l'axe de l'Ariège. 2- Cordon morainique construit par le glacier local de Fontronne après disjonction avec la langue ariégeoise (stade Arignac probablement).

B – Cordons morainiques latéraux (1) et locaux (2) en position de retrait par rapport au MEG Würm. Vue depuis Lordat. **C** – Détail construction morainique notée 1 sur photo B. **D** – Obturation latérale d'Axiat-Betsaneilles.



- *Elément de paléogéographie et proposition de raccord avec les stades d'englacement définis dans le bassin de Tarascon*

Les séquences de forme présentées ci-dessus se situent dans le prolongement amont de la vallée d'Arnavé ; il est donc possible de proposer les raccords suivants avec les stades d'englacement définis dans le bassin de Tarascon.

- Les *jalons morainiques pré-würmiens* sont trop rares et trop difficiles à différencier du MEG Würm pour que nous puissions fixer les contours de son emprise spatiale.

- Le *MEG Würm*, qui se situe vers 1250-1300 m d'altitude à la moraine de Cazenave, se tient vers 1350 m d'altitude au niveau du Roc de la Lauzate et vers 1400 m d'altitude au niveau d'Appy-Denladet où le glacier local du Sauquet rejoint la langue de l'Ariège. Vers l'amont, on le suit vers 1420 m d'altitude. La glace ariégeoise franchit alors largement le seuil de Carmilles, recouvre la Bouiche (1317 m d'altitude) et se trouve suffisamment épaisse pour être coalescente avec les flux de glace locaux issus du versant sud du massif de la Tabe.

- Le *stade Garrabet*, qui est nourri par un épais flux de glace dans la vallée d'Arnavé, recouvre nécessairement la corniche structurale en amont du Pas de Souloubrie. Ce stade d'englacement est donc représenté par les banquettes et cordons morainiques latéraux situés au-dessus de la corniche, soit vers 1100 m d'altitude au-dessus du Pas de Souloubrie et vers 1150 et 1250-1280 m d'altitude au-dessus d'Axiat.

- Par contre, aux *stades Bompas-Arignac* et *Bernière*, la vallée d'Arnavé étant déglacée, la corniche structurale est nécessairement libre de glace aux abords du Pas de Souloubrie. Dans ces conditions, les obturations juxtaglaciaires d'Endoumens, mais aussi d'En Sabathé, d'Esplas et d'Axiat-Betsaneilles sont nécessairement postérieures au stade Garrabet. Sur la figure 5.45, nous proposons à titre d'hypothèse de corréler au stade Bompas-Arignac l'obturation d'Endoumens (850 m d'altitude) et, 6 km en amont du Pas de Souloubrie, celles d'En Sabathé (1074 m d'altitude) et d'Esplas (1037 m d'altitude) tandis que celle d'Axiat-Betsaneilles (850 m d'altitude, soit la même altitude que celle d'Endoumens mais 6 km en amont) est associée au stade Bernière.

*** Dans le prolongement amont du Col de Larnat, la zone de confluence Ariège/Aston**

- *Un transect en rive droite de la vallée d'Aston au niveau de Larcat*

La rive droite de l'Aston montre au droit de Larcat une séquence de formes construites particulièrement riche qu'il est facile de corréler avec les jalons morainiques et stades d'englacement définis précédemment. En partant du fond de la vallée, la première banquette morainique se situe vers 850-870 m d'altitude. Cette banquette, qui est particulièrement nette en amont du village de Larcat (Fig. 5.33-A), se tient exactement à la même altitude que l'obturation d'Endoumens qui lui fait face. Cela signifie qu'au stade Bompas-Arignac, le glacier de l'Aston est encore relativement épais, au moins 300 m de glace au droit du village d'Aston. Il conflue donc avec le glacier de l'Ariège contrairement à celui du Vicdessos qui lui n'occupe plus l'ombilic de Niaux. Cela tient au fait que l'auge de l'Aston est nettement plus courte que celle du Vicdessos (10 km contre 16 km) et que, par conséquent, la zone d'accumulation glaciaire est plus proche de la confluence Aston-Ariège que de la confluence Vicdessos-Ariège. Au-dessus de cette première banquette morainique, la soulane de Larcat porte plusieurs replats morainiques contemporains du cycle glaciaire würmiens. Les

banquettes vers 950-1000 m d'altitude jalonnent un glacier canalisé dans le fond de l'auge (Fig. 5.33-A). La banquette située vers 1200 m d'altitude est associée à un glacier sensiblement plus épais qui contournait le Serrat du Mietjoun (1259 m d'altitude) mais envoyait dans le col Dolent une petite langue de glace diffluente. Une autre banquette morainique se tient vers 1300 m d'altitude au lieu dit l'Enfreychade. À ce stade, la glace recouvre le Serrat du Mietjoun. Enfin, le MEG Würm est souligné par un cordon morainique latéral parfaitement conservé à 1400 m d'altitude sous le Cap de la Liesse de Bialac (Fig. 5.33-B). Le tracé du cordon latéral montre que la glace recouvrait la crête de l'Enfreychade (1350 m d'altitude), ce qui est cohérent avec la position du MEG Würm 2 km en aval, au niveau du col de Larnat (1300 m d'altitude en amont du Roc d'Arnat). Enfin, la séquence de dépôts se termine à 1450 m d'altitude par un placage morainique composé de blocs allogènes très dégradés très probablement associés à un cycle glaciaire pré-würmien (Fig. 5.33-B).

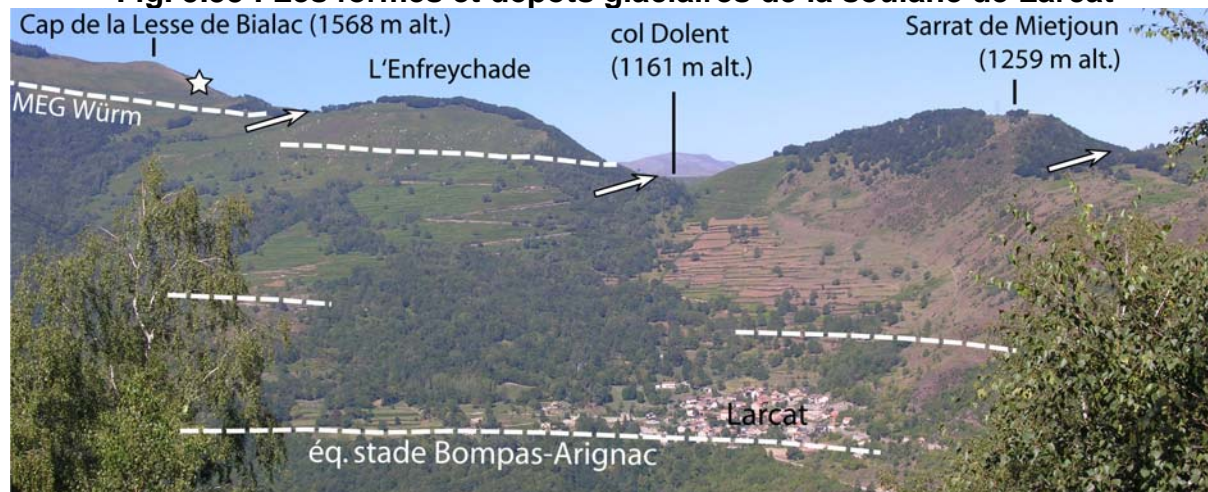
- Les marges septentrionales du plateau de Beille

La séquence de formes et de dépôts située sur la rive gauche de l'Ariège, entre la confluence de l'Aston et celle du Lavail, permet de caractériser les paléoenlacements würmiens sur la marge septentrionale du plateau de Beille. Les observations que nous avons pu faire sur ce versant sont relativement limitées car ce flanc nord de vallée est très peu anthropisé. Il ne porte pas de village, il n'y a donc pas de route ni même de sentier praticable et, surtout, il n'a pas été défriché; aussi, la couverture forestière masque totalement le substrat et les formations superficielles susceptible d'exister. En fait, les informations recueillies sur ce versant sont cantonnées à l'interfluve Aston-Ariège, grâce à la route qui mène à la station de ski du *Plas* de Beille, et aux ravins qui éventrent ce versant, ravin de Gargante, ravin des Mourègues, ravin de Lavail.

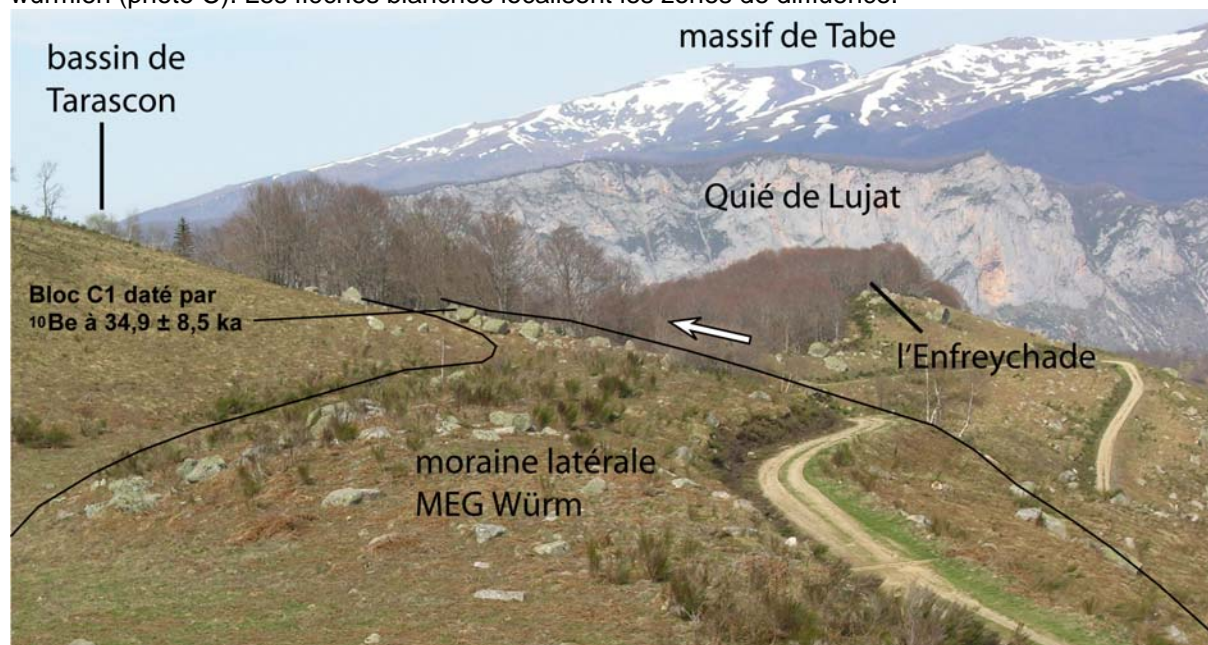
Sur l'interfluve Aston-Ariège, les formes construites sont rares et la position du MEG Würm n'est pas aussi nettement soulignée que précédemment. En effet, les seules banquettes morainiques rencontrées sur ce transect se situent vers 1000 et 1060 m d'altitude ; elles sont donc nécessairement associées à un stade de déglaciation post-maximum. L'emprise spatiale du MEG Würm est quant à elle matérialisée par des placages de till à éléments de gneiss faiblement altérés mais ces tills contiennent aussi des blocs de granite arénisés directement remaniés du manteau d'altérite qui recouvre le substrat rocheux cohérent (Fig. 5.34-A et B). Ces placages morainiques sont fréquents jusqu'à 1400 m d'altitude, ce qui est cohérent avec les observations réalisées en rive gauche de l'Aston, au-dessus de Larcet. Sur ce transect, les jalons morainiques les plus perchés montent jusqu'à 1490 m d'altitude ; ce sont des blocs de gneiss épars, de taille métrique, d'aspect relativement frais et directement posés sur le substrat granitique mais qui, compte tenu de leur position altitudinale, sont probablement associés à un stade d'englacement pré-würmien. Ces jalons morainiques würmiens et pré-würmiens sont localisés sur les flancs de l'auge de l'Ariège et de l'Aston et, pourtant, ils reposent sur un socle granitique fortement arénisé. En effet, de nombreuses coupes dans le talus de la route de Beille montrent que les placages de tills würmiens surmontent une arène sableuse assez grossière d'épaisseur plurimétrique (Fig. 5.35-A) voire des convois d'arènes litées à blocs anguleux (Fig. 5.35-C). Les blocs pré-würmiens culminants reposent quant à eux sur un manteau d'altérites pulvérulentes qui masque totalement le substrat rocheux cohérent (Fig. 5.35-B).

Les ravins qui éventrent la marge septentrionale du plateau de Beille portent une série d'obstructions latérales étagées qui peuvent être associées, vu leur altitude, à des stades de déglaciation plus ou moins avancés du glacier de l'Ariège. Dans le vallon de la Gargante, le replat de la jasse de Gérisou (1300 m d'altitude, Fig. 5.36-A, B et C) est contemporain d'un

Fig. 5.33 : Les formes et dépôts glaciaires de la soulane de Larcat



A – Vue depuis la rive droite de la vallée d'Aston. L'étoile blanche localise un jalon morainique pré-würmien (photo C). Les flèches blanches localisent les zones de diffuence.

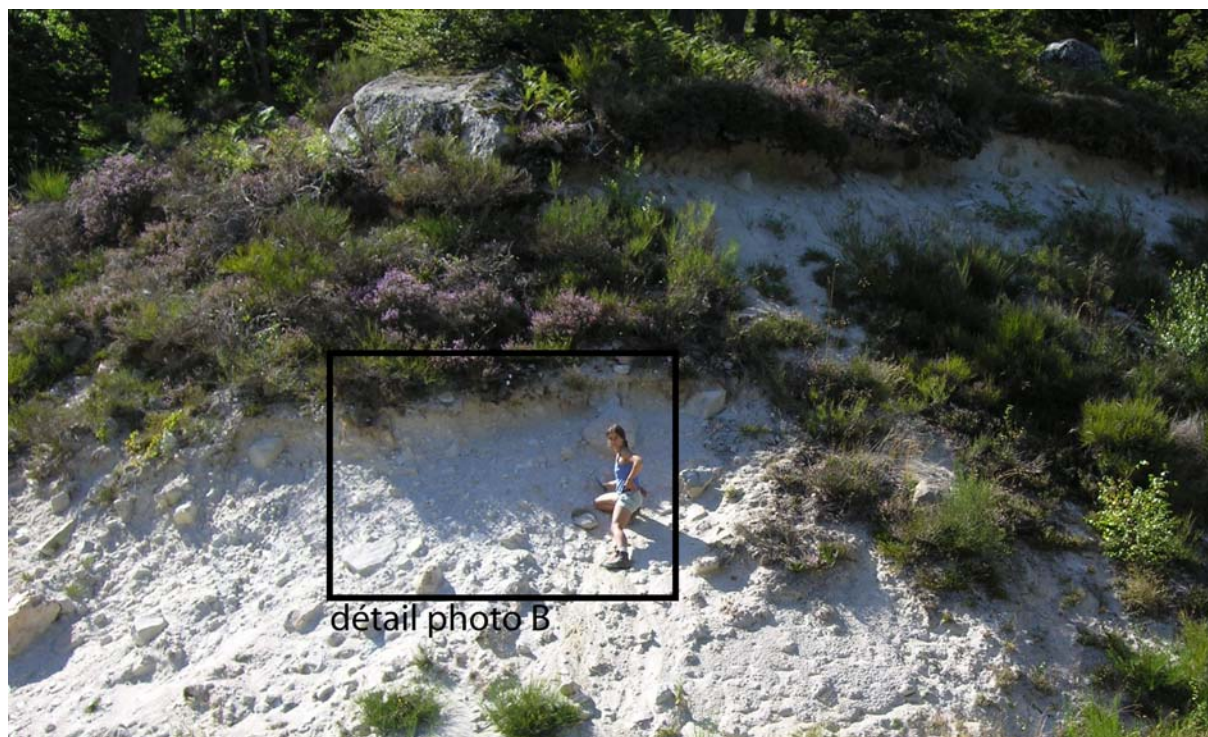


B – Cordon morainique latéral situé à 1400 m et associé au MEG Würm.



C – Jalon pré-würmien situé à 1450 m d'altitude sous le cap de la Lesse de Bialac.

Fig. 5.34 : Les dépôts würmiens de la marge septentrionale du plateau de Beille



A – Placage morainique situé vers 1400 m d'altitude au niveau de la fontaine de Pierrefitte. Le placage morainique surmonte un substrat granitique profondément altéré, localement remanié en convois d'arènes litées (Fig.5.35-C).



B – Détail de la photo A. Noter le faible état d'altération du till : matrice sablo-limoneuse de teinte grise, blocs et galets de gneiss parfaitement sains. Les blocs de granites altérés sont très probablement remaniés du manteau d'arène qui recouvre le versant.

Fig. 5.35 : Les altérites situées au flanc de l'auge de l'Aston, sur la marge du plateau de Beille



A – Profil d'altérite à boule située à 1420 m d'altitude sur le versant ouest du vallon de Gargante. Altérite recouverte par un placage morainique contemporain du MEG Würm et en relation avec un lobe de glace ariégeois diffusant dans le vallon de Gargante.

B – Manteau d'altérite plurimétrique situé à 1450 m d'altitude sur l'interfluve Aston-Ariège. Altérite en position de marge glaciaire par rapport à l'emprise MEG Würm mais recouverte par une centaine de mètres de glace au cours des maxima pré-würmiens.

C – Manteau d'altérite coiffé par une formation périglaciaire (passée d'arène litée et convoi de ; de galets et de blocs anguleux. Coupe située à 1430 m d'altitude à la fontaine de Pierrefitte.

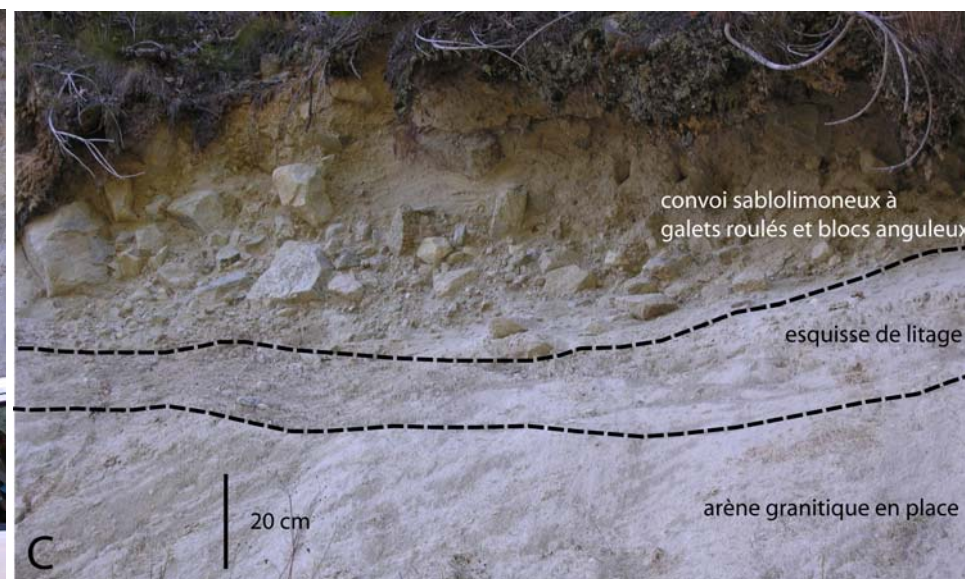


Fig. 5.36 : Les stades de déglaciation du vallon de Gargante



A – Obturation juxtapositive située à 1300 m d'altitude sur le vallon de Gargante. Ce dépôt de versant se trouve dans le prolongement du replat de la jasse de Gériissou.



B – Replat de la Jasse de Gériissou. Ce replat est interprété comme une obturation juxtapositive associée à un stade de stationnement du glacier de l'Ariège vers 1300 m d'altitude.

C - Replat de la Jasse de Gériissou. Noter les blocs erratiques de gneiss (origine ariégeoise) qui coiffent le replat d'obturation.

stade d'englacement proche du MEG Würm, en fait le stade Garrabet, car à ce stade, le glacier de l'Ariège dépasse 700 m d'épaisseur au droit d'Albiès, soit largement assez pour surmonter la corniche structurale en rive droite. En contrebas, l'obturation des granges de Paroumès (750 m d'altitude) jalonne un stade de déglaciation nettement plus avancé puisqu'à ce stade l'épaisseur de la glace au droit d'Albiès n'est plus que d'une centaine de mètres. Comme la glace se tient sensiblement en contrebas de l'obturation d'Axiat-Betsaneilles qui est situés 4 km en amont, il ne peut s'agir ici que d'un stade d'englacement postérieur à Bernière. On trouve dans le ravin des Mourègnes, vers 760-790 m d'altitude d'une part et vers 680-700 m d'altitude d'autre part, des replats d'obturation eux aussi postérieurs à Bernière.

- Le paléoenglacement des plas de l'Aston

Les jalons morainiques présentés *supra* soulignent l'emprise spatiale des langues de glace engagées dans les auges de l'Ariège et de l'Aston. Nous avons vu que les flux de glace MEG Würm associés à la zone d'ablation se tiennent vers 1400 m d'altitude au droit de Luzenac, vers 1300-1350 m d'altitude en rive droite de l'Ariège au niveau des cluses d'Ussat et du Pas de Souloubrie et vers 1400 m d'altitude sur l'Aston, 3 km en amont de la confluence avec l'Ariège. Dans ces conditions, il faut envisager en rive gauche de l'Ariège de larges lobes de glace diffuente profondément engagés dans les vallons qui éventrent la marge

septentrionale du plateau de Beille. Dès lors, on peut se demander si les ravins de Gargante, de Mourègnes et de Lavail ont abrité au MEG Würm des glaciers locaux suffisamment développés pour rejoindre les difffluences ariégeoises. Cela semble évident pour le Lavail, en témoigne le modelé calibré de cette auge façonnée par des flux de glace issus de sommets peu élevés (Pic d’Espaillet, 2263 m d’altitude et la crête des Genibres, 2231 m d’altitude) mais qui ont bénéficié d’apports de glace issue de l’amont *via* le col de transfluence de la Didorte (2093 m d’altitude). La réponse est plus complexe en ce qui concerne les ravins des Mourègnes et de Gargante dans la mesure où ces vallons sont au débouché de bassins d’alimentation glaciaire peu élevés (moins de 2000 m d’altitude) et de petite taille. De plus, ces vallons sont dominés par des lanières de paléotopographie néogènes associées à d’épais manteaux d’altérites évoluées (Fig. 2.11-C et D) qui suggèrent que ces formes n’ont jamais été recouvertes par les glaciers quaternaires. Pourtant, plusieurs arguments permettent d’envisager un paléoenglacement généralisé des *plas* de Beille, de Paravent et de Prat Moll à plusieurs reprises au cours du Quaternaire et une coalescence de ces flux de glace locales avec les lobes difffluents ariégeois. Il faut d’abord constater que ces lanières de plateau se situent 200 à 300 m au moins au-dessus de la LEG estimée, à l’échelle de l’Aston des plateaux, entre 1600 et 1700 m d’altitude (cf. Table 2.1). Il faut aussi signaler que ces paleotopographies drapées d’arènes ne portent aucun modelé de tor et passent insensiblement vers l’aval à des paysages de type *areal scouring* qu’il est difficile d’expliquer autrement que par la mise en mouvement de glace accumulée sur les topographies planes situées en amont. Reste à savoir si ce schéma de paléoenglacement s’est en effet produit au cours du Würm. Faute de jalon morainique permettant d’apprécier l’état d’altération des matériaux, la question reste ouverte. En effet, la reconstitution des paléoenglacements que nous proposons ici repose fondamentalement sur les caractéristiques du modelé d’érosion glaciaire et, dans ces conditions, il est totalement impossible de préciser si cette emprise glaciaire s’est reproduite systématiquement lors de l’ensemble des cycles glaciaires quaternaires ou pas.

1.4- Les glaciers de l’Ariège dans le bassin d’Ax-les-Thermes

Le bassin d’Ax-les-Thermes correspond à une zone de confluence majeure où les flux de glace issus du massif de Pailhères *via* la Lauze, du Carlit *via* l’Oriège et de l’Aston *via* le Najar venaient nourrir la langue de glace engagée dans l’auge de l’Ariège. Dans ce tronçon amont de vallée, les séquences de formes et de dépôts glaciaires sont plus pauvres et plus dispersées que vers l’aval ; elles permettent cependant (i) de prolonger la paléogéographie du MEG Würm et (ii) de compléter la gamme des stades de déglaciation du système ariégeois. Nous commençons cette présentation par la marge sud du bassin d’Ax-les-Thermes et en particulier le plateau de Bonascre car c’est là que nous avons repéré la séquence würmienne la plus complète du secteur. A partir de ce transect, nous proposons des raccords avec la marge nord du bassin d’Ax-les-Thermes (plateau de l’Assaladou, Signal de Chioula et vallon de Caussou-Marmare) puis avec les deux principales vallées affluentes, la Lauze et l’Oriège.

* *La marge sud du bassin d’Ax-les-Thermes*

Le MEG Würm est représenté sur le plateau de Bonascre par le replat d’obturation de Font Frède (1650 m d’altitude) et un imposant cordon morainique latéral enraciné à 1550 m d’altitude au-dessus de la station de ski. Plus en amont, en rive droite de l’Ariège, le MEG Würm se tient à 1700 m d’altitude sous le Cap de Carbone où un replat d’obturation et un épais placage morainique faiblement altéré confirment le caractère généralisé de l’englacement MEG Würm dans cette haute vallée. En rive gauche du Najar, le replat de la Jasse de Girèys (1450 m d’altitude) est un équivalent probable de l’emprise MEG Würm sur

Fig. 5.37 : La séquence würmienne sur la marge méridionale du bassin d'Ax-les-Thermes

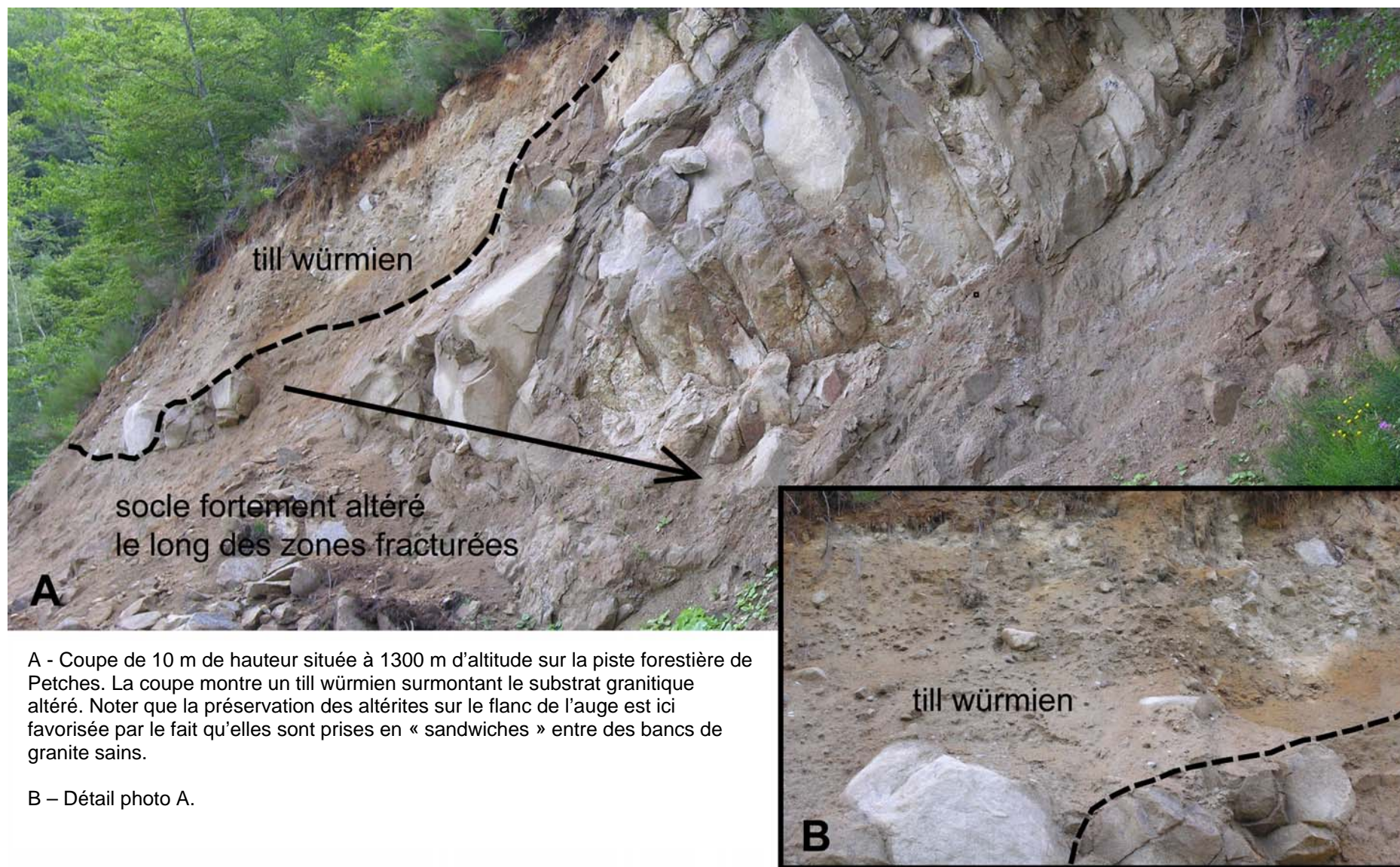


A – Emprise spatiale des stades d'englacements principaux stades d'englacement würmiens identifiés en amont d'Ax-les-Thermes.



B – Manteau d'arènes sableuse d'une dizaine de mètres d'épaisseur situé à la cote 1250 m d'altitude sur l'interfluve Ariège-Najar (cf. photo A). La carrière se situe dans le prolongement aval d'un sillon d'écoulement juxtaglaciaire associé à un stade d'englacement post-MEG Würm (Fig. 5.41). Le site était recouvert par 300 m de glace environ durant le MEG Würm et découvert au stade d'Ascou, qui est l'équivalent du Stade Bompas-Arignac ou du stade Bernière. C – Détail photo B.

Fig. 5.38 : Altérite en position de flanc d'auge en rive droite de l'Ariège en amont d'Ax-les-Thermes



A - Coupe de 10 m de hauteur située à 1300 m d'altitude sur la piste forestière de Petches. La coupe montre un till würmien surmontant le substrat granitique altéré. Noter que la préservation des altérites sur le flanc de l'auge est ici favorisée par le fait qu'elles sont prises en « sandwiches » entre des bancs de granite sains.

B – Détail photo A.

ce versant. En contrebas de ces jalons contemporains du maximum würmien, plusieurs banquettes morainiques soulignent l'amaigrissement progressif du glacier ariégeois. Signalons, sur l'interfluve Ariège-Najar, le cordon morainique latéral du Bois des Planes à 1300 m d'altitude et la large banquette morainique située sous le câble de la télécabine de Bonascre vers 1240-1250 m d'altitude. Ce replat est plus proche de la forme d'érosion (sillon d'écoulement juxtaglaciaire) que de la forme construite car il ne porte qu'un voile morainique très mince. Il était surmonté au MEG Würm par 300 m de glace ; pourtant, le voile de till repose sur un substrat granitique profondément arénisé (Fig. 5.37-B). De même, en rive droite, environ 400 m sous le MEG Würm, les flancs de l'auge portent des manteaux d'altérites évoluées (Fig. 5.38). Enfin, deux autres banquettes de retrait se tiennent à 1200 et 1150 m d'altitude ; elles soulignent une langue de glace d'au moins 300 m d'épaisseur dans le bassin d'Ax-les-Thermes. A ce stade, la disjonction Lauze-Ariège est désormais acquise comme le montre l'obturation de la Forge-Goulours dont le toit se tient vers 1100 m d'altitude. En revanche, il est probable que le glacier de l'Oriège conflue encore avec la langue ariégeoise. En effet, le potentiel d'accumulation glaciaire de ce bassin est très important d'une part en raison de la bonne alimentation neigeuse dont il bénéficie du fait de son orientation dans l'axe des flux humides venus de nord ouest et, d'autre part, en raison de l'importance des superficies situées au-dessus des LEG würmiennes et post-würmiennes potentielles (70 % de la superficie de bassin de l'Oriège se tient au-dessus de 1800 m d'altitude et encore plus de 40 % au-dessus de 2000 m d'altitude). Le complexe morainique de Petches jalonne quant à lui la déglaciation définitive du bassin d'Ax-les-Thermes. Il est constitué de trois banquettes morainiques étagées entre 910 et 960 m d'altitude au-dessus de Petches (Fig.5.39), soit une centaine de mètres à peine au-dessus des verrous situés en amont d'Ax-les-Thermes. A ce stade, le glacier de l'Ariège ne recevait probablement plus la glace issue du bassin de l'Oriège et ne devait guère s'avancer au-delà d'Ax-les-Thermes.

Fig. 5.39 : Le complexe morainique de Petches



Banquettes et cordons morainiques latéraux de Petches (rive droite Ariège, amont Ax-les-Thermes). Le stade de Petches souligne le dernier stade de déglaciation mis en évidence dans l'auge de l'Ariège. Son front, qui n'est pas préservé, ne dépassait pas le bassin d'Ax.

*** Les raccords avec la marge nord du bassin d'Ax-les-Thermes**

Au nord du bassin d'Ax-les-Thermes, sur les pentes du Signal de Chioula et de l'Assaladou, les jalons MEG Würm montent jusqu'à 1460 m d'altitude. En effet, on trouve sur la marge sud du col de Chioula un épais placage morainique riche en galets de schistes striés certainement transportés par les paléoflux de glaces issus de la vallée de la Lauze. Des blocs erratiques de granite et de gneiss posés directement sur les schistes cambro-ordoviens sont également présents aux abords au col et jusqu'au Sarrat de la Barthe (1385 m d'altitude). Compte tenu de ces observations, les nombreux blocs erratiques situés jusqu'à 1400 m d'altitude, plus en amont sur les pentes de La Serre, sont probablement würmiens tandis que les blocs allogènes situés à 1580 m d'altitude sur le plateau de l'Assaladou sont plutôt

antérieur au Würm (Fig. 5.43-C et D). Ces jalons morainiques permettent de proposer pour la marge nord du bassin d’Ax-les-Thermes une image de l’emprise MEG Würm cohérente avec les tracés reconstitués plus en aval. Avec un MEG Würm à 1460 m d’altitude au col de Chioula et 1400 m d’altitude au-dessus du seuil de Carmilles, il faut envisager dans le prolongement du vallon de Causou une difffluence de la glace ariégeoise vers la haute vallée de l’Hers via le col de Marmare (1361 m d’altitude). Cela pourrait d’ailleurs expliquer la forme atypique de ce vallon élémentaire (Fig. 5.40). Nous avons recherché en vain dans cette vallée des jalons morainiques d’origine ariégeoise (blocs de granite ou de gneiss) mais les placages morainiques du col ne contiennent que des éléments calcaires issus des Rochers de Scaramus. L’absence de matériaux d’origine ariégeoise pourrait s’expliquer par l’arrivée de flux de glace locaux suffisamment alimentés pour dévier vers l’aval les tills d’origine ariégeoise.

Fig. 5.40 : La haute vallée de l’Hers

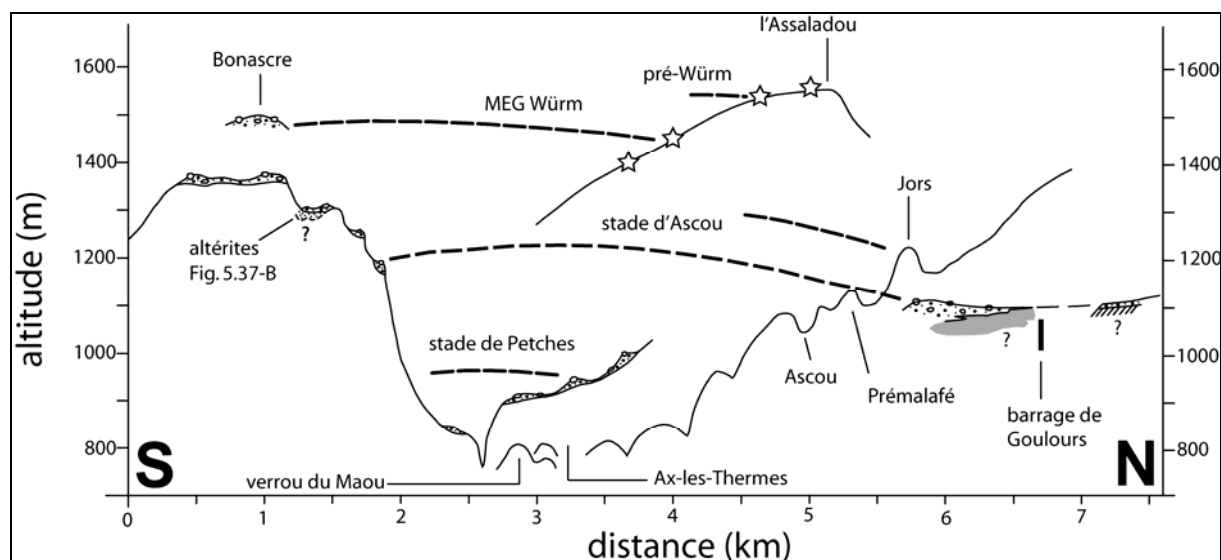


Le stade Bompas-Arignac correspond quant à lui dans le vallon de Causou à une difffluence ariégeoise située vers 1150 m d’altitude immédiatement en contrebas du seuil de Carmilles. Ce stade d’englacement n’est pas souligné par une construction morainique mais par un sillon d’écoulement juxtaglaciaire en forme de méandre (seuil de Carmilles) par lequel étaient évacuées les eaux de fonte qui ont nourries les obturations des granges d’Esplas et d’En Sabathé. En effet, ces obturations sont coiffées par des cônes fluviotorrentiels à mégablocs erratiques remaniés qu’il est difficile d’associer aux seuls apports du vallon du Pont d’Arnet. Ces observations renouvellent sensiblement la paléogéographie würmienne (MEG Würm et post- MEG Würm) du glacier de l’Ariège dans ce secteur de rive droite. En effet, F. Taillefer (1985) associait les obturations d’Esplas et d’En Sabathé au maximum Würmien et ne faisait pas remonter la glace dans le vallon de Causou au-delà des blocs de granite situés vers 900 m d’altitude dans le fond de ce vallon. De même, dans la vallée de la Lauze, l’obturation de Goulours-La Forge jalonne un stade de déglaciation relativement

avancé du glacier de l'Ariège et non pas le maximum würmien comme le suggèrent les reconstitutions paléogéographiques de F. Taillefer (1985).

*** L'obturation de Goulours-La Forge et paléogéographie de la difflue ariégeoise dans la vallée de la Lauze**

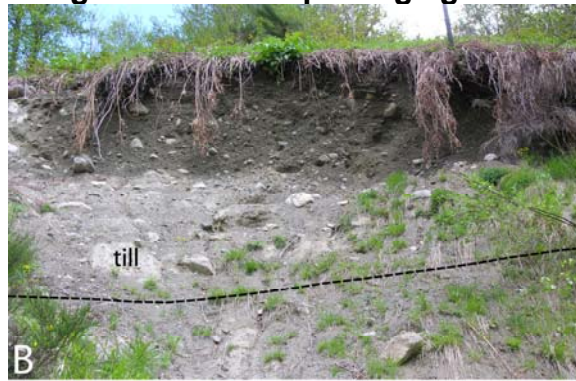
Fig. 5.41 : Würm et pré-Würm dans le bassin d'Ax-les-Thermes



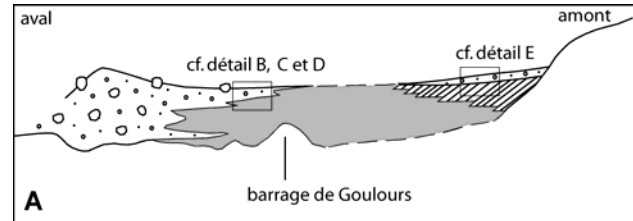
Une série de glissements de terrain dans le talus de la D25 en aval de Goulours-La Forge permet d'observer un épais remplissage d'obturation glacio-lacustre constitué d'argiles grises feuilletées intercalées de fins niveaux sablo-limoneux et de passées caillouteuses (Fig. 5.42-C et D). La séquence lacustre est surmontée par un till à mégablocs erratiques d'origine ariégeoise (granites et gneiss œillets, Fig. 5.42-B et C) qui suggère une progradation vers l'est, dans la vallée de la Lauze, du lobe de glace ariégeois responsable du barrage glaciolacustre de Goulours-La Forge. Les argiles glaciolacustres passent vers l'est à un remplissage deltaïque d'une vingtaine de mètres d'épaisseur au moins au niveau de la carrière de la Forge (Fig. 5.42-E, F, G et H). Le tiers inférieur de la coupe est composé de niveaux argileux alternants avec des lits sableux, des lits limoneux et de minces passées de cailloutis de teinte rouille. La partie médiane montre quant à elle des alternances de lits sableux et de lits graveleux comprenant des galets jusqu'à 10 cm de grand axe. Enfin, le tiers supérieur du remplissage montre un matériel détritique grossier à galets décimétriques. Ce complexe d'obturation glaciolacustre et deltaïque, dont le toit se tient vers 1090-1100 m d'altitude, est contemporain d'une langue de glace épaisse de 300 à 400 m au droit d'Ax-les-Thermes ; il peut être corrélé au stade Bompas-Arignac ou au stade Bernière repérés plus en aval au niveau de la corniche d'Axiat (respectivement obturation des granges d'Esplas et d'En Sabathé et obturation d'Axiat-Betsaneilles). Les multiples sillons d'écoulement juxtaglaciaire qui dominent les villages d'Ascou, Sorseat et Ignaux permettent d'ailleurs de suivre le tracé approximatif de cette langue amaigrie (Fig. 5.43-A et B). Par contre en amont de Goulours-La Forge, rien ne permet de préciser la position du front du glacier de la Lauze au cours de ce stade de déglaciation.

De même, l'emprise MEG Würm de la difflue ariégeoise dans cette vallée et les relations avec les glaciers locaux sont difficiles à reconstituer faute de jalons morainiques suffisamment préservés. Cependant, compte tenu de la position du MEG Würm à Bonascre

Fig. 5.42 : Le remplissage glaciolacustre et deltaïque de Goulours-La Forge



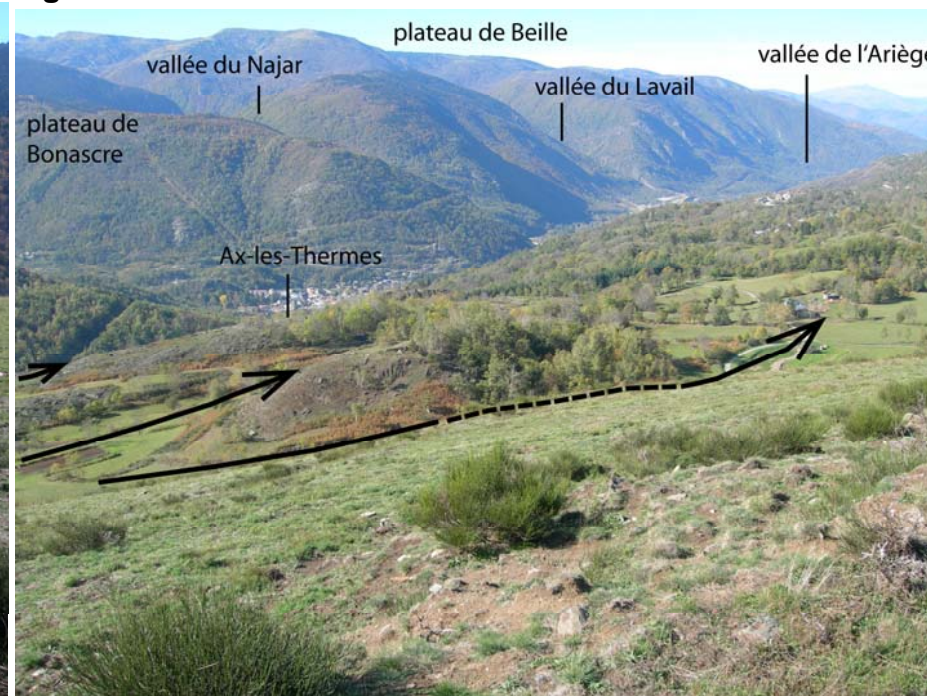
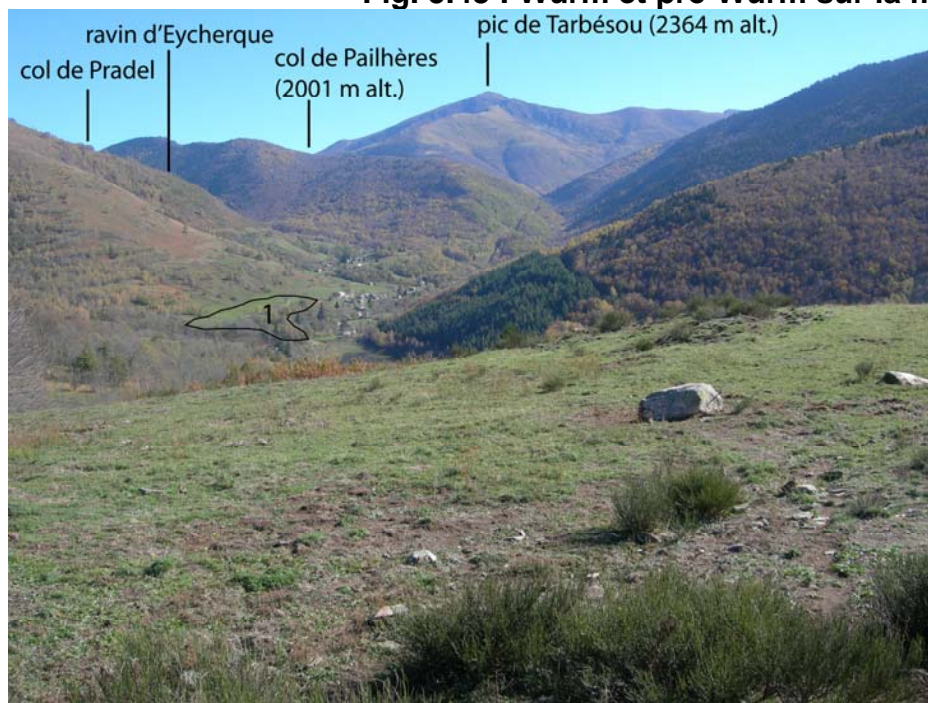
A – Reconstitution stratigraphique du remplissage détritique de Goulours-La Forge.



B, C et D – Argile lacustre surmontée par une nappe de till progradante dont le toit à 1100 m donne la position du stade d'englacement responsable du barrage lacustre. Il s'agit d'un stade de déglaciation situé 300 m en contrebas du MEG Würm (Fig. 5.41). E – Remplissage deltaïque de La Forge. F – Sables et graviers (sommet coupe). G – Sables deltaïques (base coupe). H – Détail de *slump* sableux.



Fig. 5.43 : Würm et pré-Würm sur la marge nord du bassin d'Ax-les-Thermes



A – La vallée de la Lauze vue depuis le sillon d'écoulement juxtaglaciaire de Jors. 1- Toit du remplissage deltaïque de l'obturation de Goulours-La Forge.

B – Les sillons de Prémalfé et d'Ascou vus depuis la butte de Jors.

C et D – Les jalons morainiques pré-würmiens de l'Assaladou (galets de schiste gréseux striés).

(1550 m d'altitude), il faut envisager un ennoisement généralisé des ravins de Caud et d'Eycherque et probablement une coalescence avec les glaciers locaux issus du Roc de Quercourt et du col de Pradel.

1.5- Synthèse paléogéographique des stades d'englacement définis sur le bassin glaciaire ariégeois

Nous retiendrons de cette présentation des séquences de formes et de dépôts glaciaires les points suivants :

**** Paléogéographie et chronologie relative des stades d'englacement pré-würmiens***

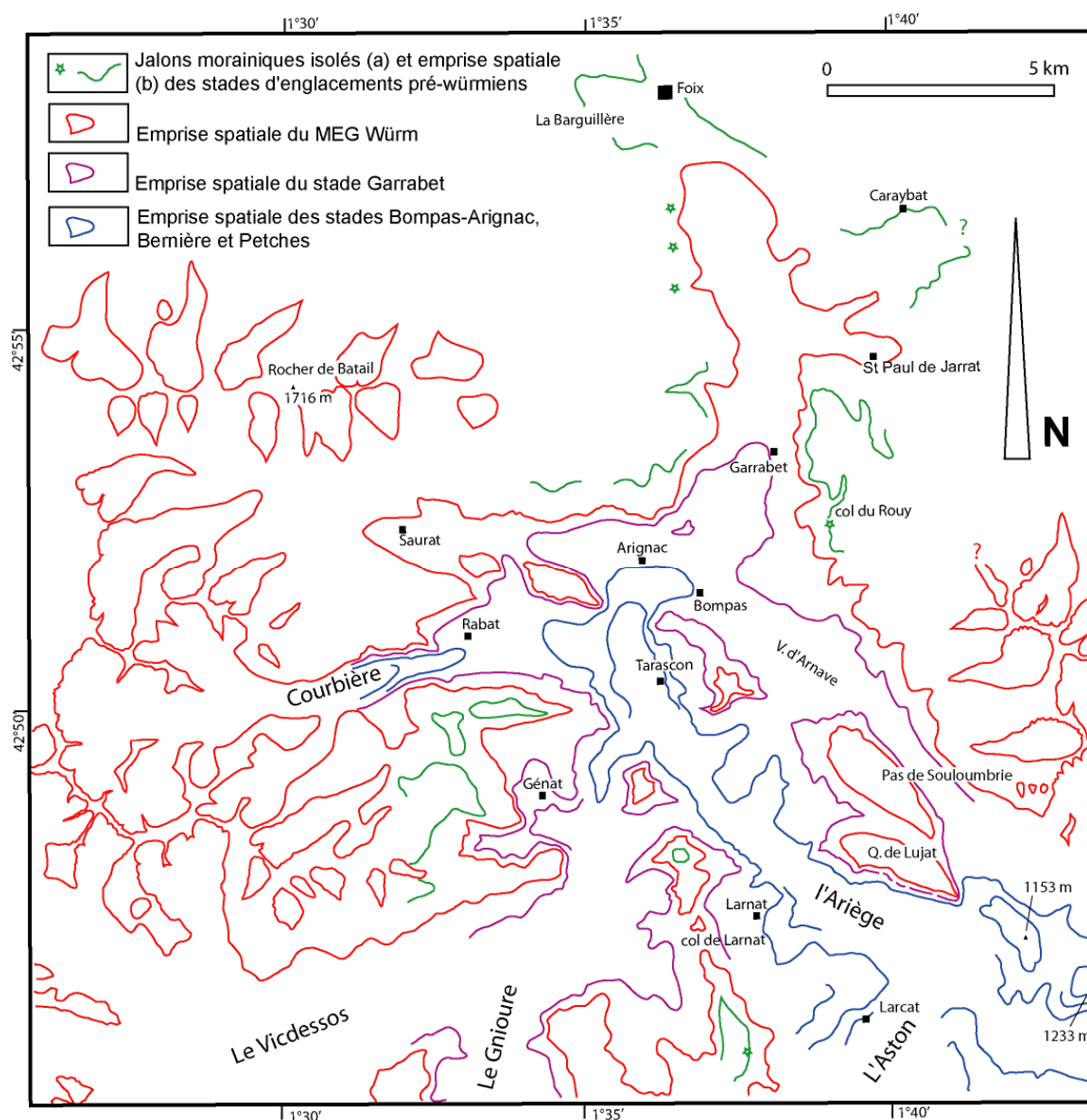
Faute de dépôts morainiques suffisamment nombreux et bien préservés, l'emprise spatiale des paléoenglacements pré-würmiens n'a pu être définie que très partiellement. C'est en aval de l'emprise würmienne, dans le bassin de Foix-Montgaillard, que les jalons morainiques sont les plus nombreux et les plus fiables car associés à de véritables formes construites (formation d'Antras, complexe fluvioglaciaire de la Barguillère). Sur les marges du bassin de Tarascon et dans les hautes vallées, les jalons morainiques correspondent dans le meilleur des cas à de maigres placages de till en place (Melles Besset, col du Rouy, la Serrette, Font de l'Ours...) ou remaniés (Coume Jouan, Quéménailles) et, le plus souvent, à des blocs erratiques isolés posés directement sur le substrat, sans matrice morainique. Dans ce cas, leur attribution à un cycle glaciaire pré-würmien ne fait aucun doute lorsqu'il s'agit de blocs allogènes démantelés et/ou fortement corrodés (pic de Balme 1322 m d'altitude, Bois de Debès 1234 m d'altitude...) mais, localement, l'éroulé glaciaire voire les stries de ces blocs sont parfaitement préservés ; leur attribution à un cycle glaciaire pré-würmien repose alors sur leur situation sensiblement perchée au-dessus de jalons MEG Würm fiables (Assaladou, Denladel, Caraybat, col de Bene...). Ces jalons permettent de reconstituer deux types d'emprise glaciaire d'ampleur différente pouvant correspondre à plusieurs cycles glaciaires du Pléistocène moyen. La phase la plus ancienne est jalonnée seulement par quelques sites en position très perchée : Quéménailles, Mentiès, peut-être certains blocs de Caraybat et enfin les blocs de Varilhes juchés au-dessus de la nappe alluviale T3. La phase glaciaire contemporaine de la nappe alluviale T2, attribuée au Riss sur la base des altérations (Hubschman, 1975), est jalonnée aux abords du bassin de Tarascon et dans les hautes vallées par une série de placages altérés et les blocs erratiques dominants de 50 à 100 m au plus les jalons MEG Würm. A l'aval du bassin glaciaire, aux abords du bassin de Foix-Montgaillard, elle est représentée par l'obturation d'Antras, peut-être certains blocs de Caraybat mais aussi par le complexe juxtaglaciaire de la Barguillère situé légèrement en retrait par rapport à l'emprise MEG Riss.

**** Un englacement MEG Würm généralisé***

Les flux de glace issus de la haute chaîne axiale *via* l'Oriège, la haute Ariège et le Najar nourrissaient une langue de glace de plus de 900 m d'épaisseur dans le bassin d'Ax-les-Thermes. Le glacier de l'Ariège envoyait sur sa rive droite d'amples diffluences (i) en direction de la Lauze où la glace ariégeoise rejoignait le glacier local de Pailhères, (ii) dans le vallon de Caussou probablement jusqu'au col de Marmare où elle déviait en direction de la vallée de l'Hers la glace issue du Rocher de Scaramus. Plus en l'aval, le glacier ariégeois recouvrait en rive droite la corniche structurale d'Axiat et confluaient vers 1450 m d'altitude avec les petits glaciers locaux installés sur le versant sud de la Montagne de Tabe. De même, en rive gauche, de larges lobes de diffluence s'avançaient dans les vallons qui échancrent la marge nord du plateau de Beille et étaient très probablement coalescents avec les flux de glace issus des zones d'accumulation centrées sur les *Plas* de Beille, de Prat Moll et de Paravent. En amont des cluses d'Ussat et de Pas de Soulobrie, le glacier de l'Ariège rejoint par celui de

l'Aston se tient entre 1250 et 1300 m d'altitude, soit une épaisseur de l'ordre de 800 m de glace. Les barres calcaires de la Teste de Cuing, du Quié de Lujat, des pics de Balme et de Baychon émergent à peine tandis que la glace diffinue à la fois en direction de la vallée d'Arnavé *via* le Pas de Souloubrie et de la vallée du Vicdessos *via* le col de Larnat. Par contre, en amont de la cluse de Sabart, le glacier du Vicdessos se tient vers 1000 m d'altitude seulement dans le vallon de Génat et ne dépasse par 500 m d'épaisseur au droit de l'ombilic de Niaux. Au niveau de ces trois goulets d'étranglement, la pente des flux de glace est d'autant plus forte que la configuration structurale du bassin de Tarascon permet l'étalement de la glace en plusieurs lobes de glace diffluents plus ou moins coalescents avec les glaciers locaux issus des massifs des Trois Seigneurs. En dépit de ces diffuences multiples de rive gauche, l'épaisseur de la glace à la sortie du bassin de Tarascon dépasse encore 400 m, ce qui permet d'envisager un front non pas situé au niveau du complexe de Garrabet mais bien plus en aval dans le bassin de Foix-Montgaillard.

Fig. 5 44 : Emprise spatiale des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens secteur aval



*** *Quatre stades würmiens de déglaciation clairement individualisés***

Le **stade Garrabet** correspond en fait au premier stade de déglaciation post-maximum. Il se caractérise par un retrait sensible des lobes de glace terminaux, de l'ordre de 7 km dans l'axe de l'Ariège et de 2 km dans le vallon de Saurat. Ce dernier est désormais libre de glace et porte un lac de barrage morainique et glaciaire dont le toit à 650 m d'altitude donne l'épaisseur de la glace dans la dépression de Rabat-Banat-Surba où la langue de la Courbière conflue encore avec celle de l'Ariège. De même, en rive droite du bassin de Tarascon, la vallée d'Arnavé est encore largement englacée. Cela montre bien que la diffluence du Pas de Souloubrie est encore fonctionnelle et que la corniche structurale située en amont de cette cluse est toujours englacée. Plus vers l'amont, dans l'axe de l'Ariège comme dans le Vicdessos, l'emprise spatiale du stade Garrabet tend à se confondre avec celle du MEG Würm.

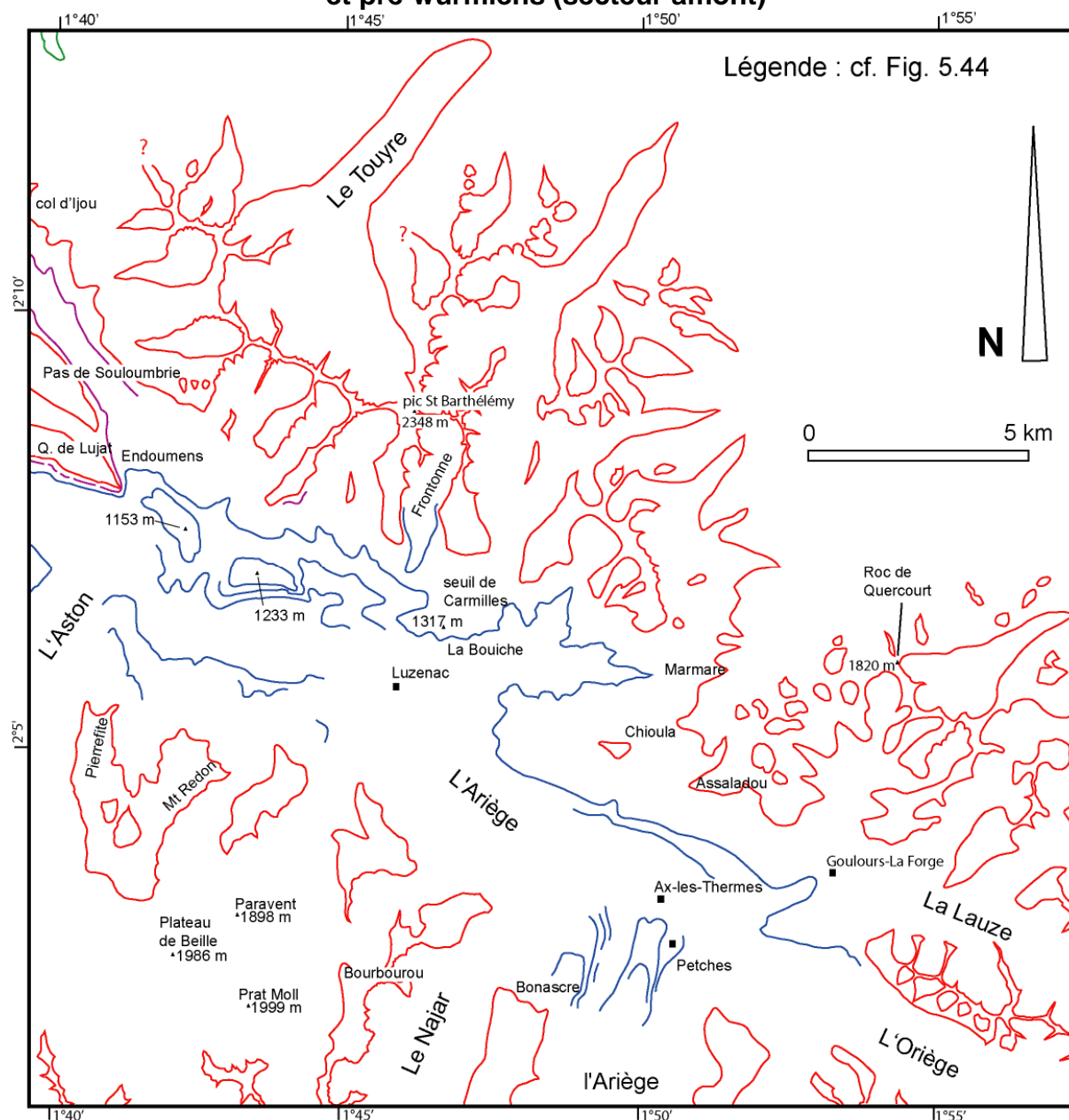
Le stade **Bompas-Arignac** se caractérise en revanche par un amaigrissement généralisé de la masse de glace, y compris en amont des cluses de Sabart, d'Ussat et du Pas de Souloubrie. Désormais, la glace est cantonnée au fond des principales auges. De nombreuses disjonctions ont eu lieu et un grand nombre de diffluences ont cessé de fonctionner. Dans le bassin de Tarascon, la diffluence du Pas de Souloubrie-vallée d'Arnavé n'est plus active. En rive gauche, les glaciers de la Courbière et du Vicdessos ne confluent plus avec la glace ariégeoise dont l'épaisseur ne dépasse pas une centaine de mètres au droit de Tarascon, contre 500 au MEG Würm et encore 300 à 400 m au stade Garrabet. En amont des cluses d'Ussat et du Pas de Souloubrie, le glacier de l'Ariège se tient vers 850 m d'altitude contre 1250 à 1300 m au MEG Würm et presque autant au stade Garrabet. La glace est alors cantonnée en contrebas de la corniche structurale d'Appy ; elle ne difflue plus en rive gauche vers les vallons de Gargante et de Mourègnes mais reçoit encore la glace confluyente issue de la vallée d'Aston. Vers l'amont, le stade Bompas-Arignac est corrélé aux obturations des granges d'Esplas et/ou d'en Sabathé et à de larges diffluences de glace engagées d'une part dans le vallon de Causou et, d'autre part, la vallée de la Lauze où le glacier issu de Pailhères ne conflue plus avec la glace ariégeoise.

Au **stade Bernière**, le front du glacier de l'Ariège se tient 1 km en arrière du front de Bompas-Arignac et ne dépasse pas quelques dizaines de mètres d'épaisseur au droit de Tarascon. On reconstitue difficilement vers l'amont le tracé de ce glacier moribond. Cependant, il est très probable que la confluence avec l'Aston fonctionne encore sans quoi on explique difficilement le maintien d'une langue de glace jusque dans le bassin de Tarascon. Vers l'amont, le stade Bernière pourrait être représenté par l'obturation d'Axiat-Betsaneilles qui se tient environ 200 m sous les granges d'Esplas et d'en Sabathé attribuées quant à elles avec plus de certitude au stade Bompas-Arignac. Dans ce cas, il faut envisager que la diffluence de Causou est encore fonctionnelle mais cantonnée au fond du vallon ; les blocs situés à 900 m d'altitude maximum sous le col de Marmare que F. Taillefer (1985) attribuait au maximum würmien sont en fait plutôt associés à ce stade de déglaciation relativement avancé. Plus en amont encore, dans le bassin d'Ax-les-Thermes, le stade Bernière est sans doute représenté par les sillons d'écoulement juxtaglaciaire de Tignac-Vaychis (900 m d'altitude) et Sorgeat-Ignaux (1000 m d'altitude), ce qui est cohérent avec le maintien des confluences Ariège-Oriège et Ariège-Najar.

Au **stade Petches**, en revanche, la disjonction de ces trois langues est effective. Dès lors, la superficie du bassin glaciaire ariégeois est cantonnée à sa haute vallée. Cette réduction drastique de la zone d'alimentation explique l'ampleur de la débâcle post-Bernière ; débâcle

au cours de laquelle le front glaciaire ariégeois régresse sur près de 30 km. En effet, la langue de glace contemporaine du stade Petches ne fait plus que 23 km contre une cinquantaine de kilomètres encore au stade Bernière c'est-à-dire lorsqu'elle recevait encore les apports de glace issus de l'Oriège, du Najar et de l'Aston.

Fig. 5.45 : Emprise spatiale des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens (secteur amont)



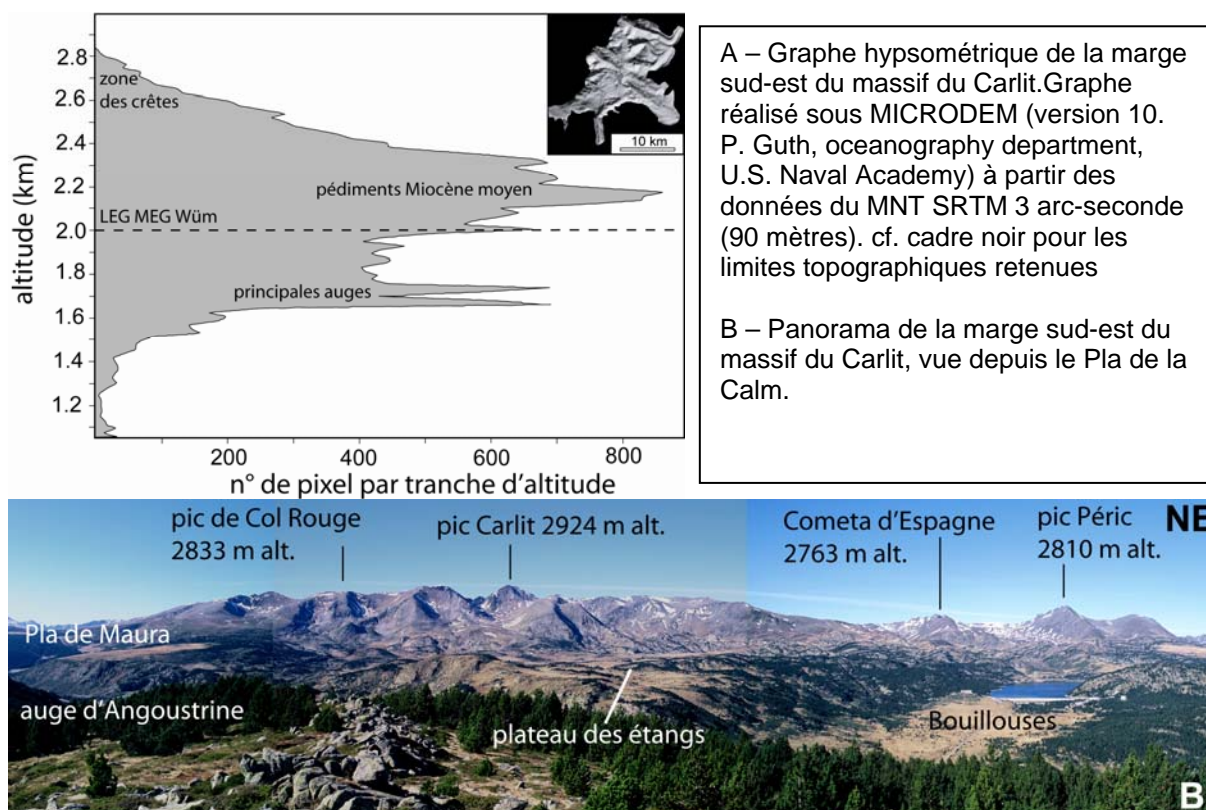
2- La façade méditerranéenne du domaine d'étude : le cas de la marge sud-est du massif du Carlit

Sur cette façade, l'emprise spatiale des paléoenglacements contemporains des maxima würmiens et pré-würmiens a été clairement identifiée (Gourinard, 1971 ; Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004). Aussi, notre propre contribution en matière de cartographie et de chronologie relative concerne principalement la déglaciation würmienne. Dans ces conditions, les petits

bassins glaciaires orientaux et méridionaux (Madrès, Canigou, Carença, Puigmal...) ainsi que le bassin du Carol n'étaient pas prioritaires car les dépôts morainiques würmiens y sont faiblement représentés. Pas contre, la marge sud-est du massif du Carlit offre un véritable conservatoire de formes et de dépôts glaciaires que nous avons largement exploité (Delmas, 1998, 2005 ; Delmas et al., 2008 ; Autran et al., sous presse). Compte tenu de ces publications récentes, on ne proposera pas ici une description régionale détaillée comparable à celle conduite en Ariège mais un rappel synthétique des séquences de formes et de dépôts en insistant tout particulièrement sur la paléogéographie des stades d'englacement.

Comme cela a été signalé dans l'introduction de ce chapitre, la marge sud-est du massif du Carlit présente un dispositif topographique radicalement différent de celui du bassin glaciaire ariégeois. Trois étages de relief peuvent être distingués (Fig. 5.46-A). Les points culminants forment un ensemble de reliefs résiduels situés entre 2600 et 2900 m d'altitude que les cirques glaciaires ont éventrés d'une manière de plus en plus discrète vers le sud-ouest (Fig. 5.46-B). Cette ligne de crête domine d'amples topographies de plateaux dérivées de surfaces d'aplanissements datées du Miocène moyen (~15 Ma: Calvet, 1996; Calvet & Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2009). Ces paléotopographies sont progressivement relevées entre 1800 et 2400 m d'altitude ; elles sont très peu dégradées et portent jusqu'au cœur du domaine englacé des restes d'altérites évoluées, visibles parfois sous des nappes de tills. Le réseau des vallées est encaissé seulement 200 à 300 m en contrebas en raison de la proximité des bassins d'effondrement de Cerdagne et de Capcir (1400 à 1600 m d'altitude) qui limitent à l'est et au sud le horst du Carlit et ont constitué des niveaux de base locaux en fonction desquels s'est progressivement mis en place le réseau hydrographique Plio-Quaternaire. Ce dernier se caractérise par un dispositif rayonnant qui a guidé la dispersion des flux de glace en plusieurs émissaires de taille limitée et issus d'une même zone d'accumulation glaciaire centrée sur les plateaux de l'étage intermédiaire (Fig. 5.1, carte hors-texte).

Fig. 5.46 : Le cadre topographique de la marge sud-est du massif du Carlit



2.1- L'emprise spatiale maximale des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens

2.1.1- Dépôts würmiens et le pré-würmiens des complexes terminaux et implications paléogéographique

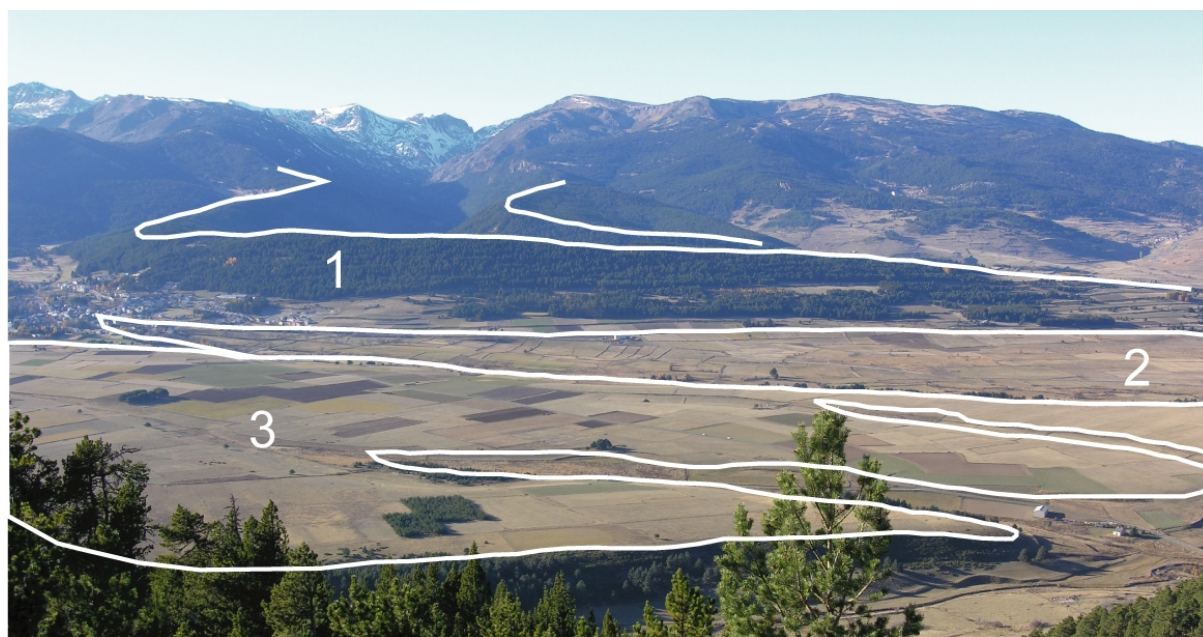
Les complexes terminaux de Cerdagne et de Capcir, que G. Viers (1968) assimilait au « stade des moraines externes », renferment en fait 3 générations de dépôts morainiques et fluvioglaciaires parfaitement situées dans la chronologie relative régionale du Quaternaire grâce à l'analyse de l'état d'altération des matrices, des blocs et galets mais aussi grâce à la continuité des raccords topographiques existants entre les cordons morainiques frontaux et les nappes alluviales proglaciaires (Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004, Fig. 5.47). Rappelons que les moraines würmienne (M1) montrent un matériel sain et se raccordent aux basses terrasses T1, elles aussi très peu altérées (Fig. 4.1). Les moraines M2 sont suffisamment altérées pour qu'on les assimile à un cycle glaciaire antérieur à l'Eémien. De plus, elles sont raccordées à la nappe T2 qui est régionalement reconnu comme contemporaine du Riss. Une troisième génération de dépôts morainiques franchement plus évolués (M3) a pu être individualisée sur le Carol et l'Angoustrine. Sur le Carol, ces tills très fortement altérés sont raccordés à la nappe T4 (coupe d'Ur) ; ce qui permet de situer cette troisième génération de dépôts glaciaires dans un Quaternaire moyen-ancien.

Sur le Carol et l'Angoustrine, ces trois générations de dépôts glaciaires se succèdent sur une distance de 2 à 3 km (Fig. 3.3), ce qui est peu comparé aux déboîtements observés en Ariège (cf section 1.2 de ce chapitre) ou sur le piémont des Alpes atteint au Quaternaire par les fronts de grands glaciers de vallée composites (Mandier, 1988). C'est peu aussi par rapport au décalage Würm/pré-Würm observé dans de nombreuses montagnes méditerranéennes (Hughes et al., 2006), y compris sur des organismes glaciaires de taille plus limitée que ceux de la marge sud-est du Carlit (Hughes et al., 2007a). Par contre, sur la Têt, l'Aude, le système Lladure-Balcère et le Galbe, les complexes terminaux sont formés quasi intégralement de dépôts morainiques faiblement altérés et topographiquement raccordés aux nappes würmiennes (Fig. 5.47). Ce n'est qu'à la faveur d'une coupe située à la base de la moraine latérale de rive gauche du Galbe que des tills pré-würmiens (type M2) ont pu être identifiés (Calvet, 1996). Cette superposition de matériaux morainiques très différents montre que les fronts contemporains des maxima würmiens et pré-würmiens de cette marge orientale du Carlit se sont tous avancés peu ou prou jusqu'au même point.

2.1.2- L'emprise spatiale du MEG Würm

Les ambiguïtés concernant la position du MEG Würm, héritées en grande partie des interprétations monoglacialistes (cf. Carte de Viers de 1968), étant levées, nous proposons ici une reconstitution paléogéographique de l'emprise spatiale du glacier wurmien en commençant par le vallum frontal de Mont-Louis où les moraines würmiennes surmontent un remplissage deltaïque contemporain du MEG Würm. Cette présentation reprend les données d'un article paru dans la revue *Quaternaire* (Delmas, 2005), données reprises et synthétisées dans une autre publication consacrée à la présentation d'une série de datation par le cosmonucléide ¹⁰Be (Delmas et al., 2008, cf. Annexe A). On se reportera pour l'ensemble de cette section aux figures 5.49 et 5.50.

Fig. 5.47 : Le complexe morainique terminal du Galbe

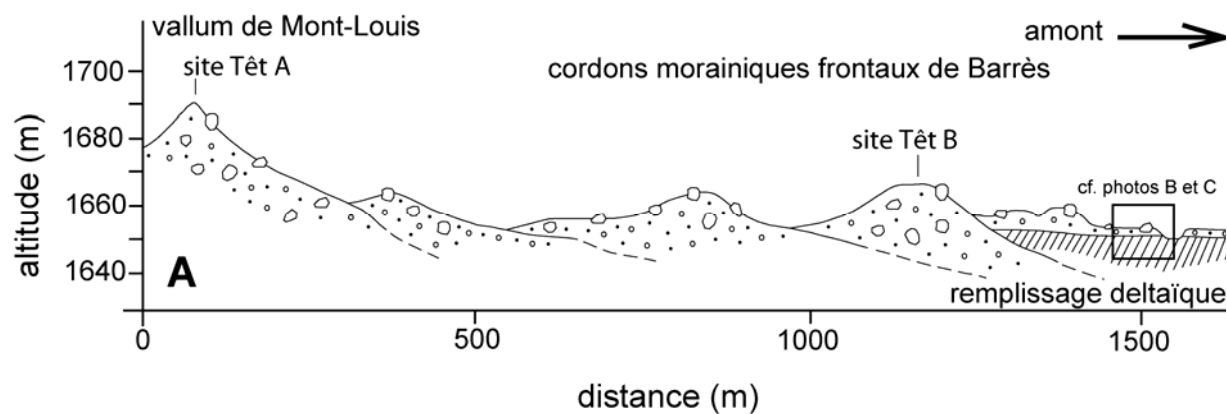


Légende : 1- Moraine contemporaine du MEG Würm, 2- Nappe fluvioglaciaire würmienne, 3- Nappe fluvioglaciaire rissienne (T2).

*** *Les enseignements du vallum frontal de Mont-Louis : MEG Würm et stade Barrès***

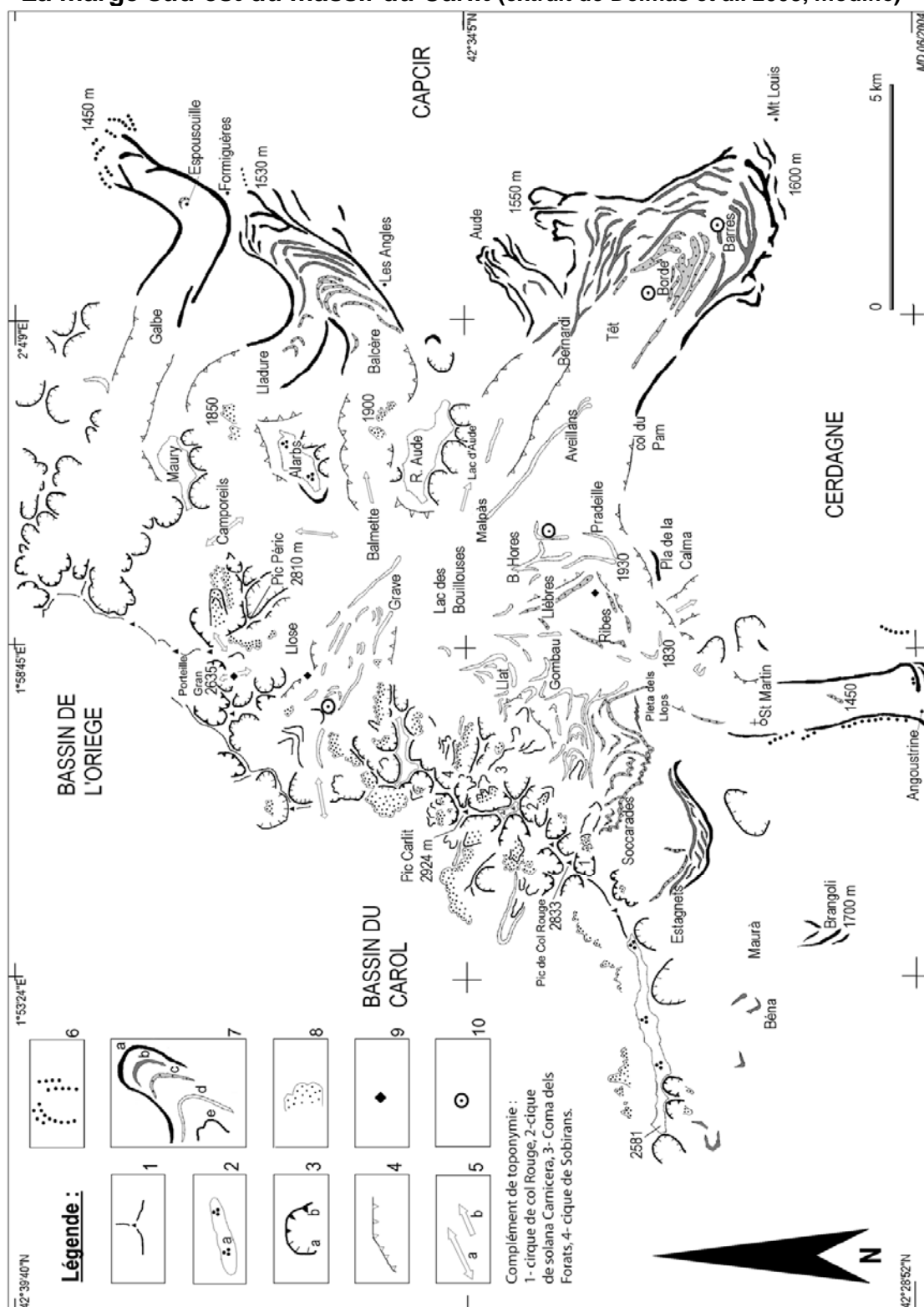
Le vallum frontal de Mont Louis (Fig. 5.48-A) correspond à une accumulation de 60 à 90 m de haut et 600 à 700 m de large composée de plusieurs cordons pressés les uns contre les autres mais tous apparemment raccordés à une même moraine latérale. En rive droite, elle coiffe le haut du versant d'auge et s'enracine au col du Pam vers 2000 m d'altitude. En rive gauche, les moraines du MEG Würm témoignent d'une diffluence vers le Capcir et d'une coalescence des langues de la Têt et de l'Aude. Il faut imaginer un glacier puissant et bien alimenté en dépit de son exposition méridionale, épais de 250 m à l'ombilic de la Borde et dont la limite d'équilibre glaciaire devait se situer entre 2000 et 2200 m comme l'indique l'altitude d'enracinement des moraines latérales (2000 m au col du Pam, 2150 m au *Pla* de la Calma) et le confirme la moyenne entre altitude des crêtes (2800 m) et altitude du front (1600 m). Bien que tout proche des moraines terminales, le stade Barrès s'individualise très bien de ces dernières par un sillon large de 500 m au plus. La séquence morainique se compose de trois cordons échelonnés sur 600 m à l'aval du *Pla* de Barrès et d'un cordon mal dessiné venant s'étaler à l'amont de l'ombilic. Ces quatre cordons de hauteur modeste (une dizaine de mètres de haut) se fondent dans une moraine latérale unique à peine emboîtée sous celle du Maximum. Le remplissage de l'ombilic de Barrès a pu être observé en coupe sur la berge droite de la Têt, face au camping de Mont-Louis (Fig. 5.49). La coupe montre un matériel détritique (alternance de bancs sableux et de bancs limono-argileux, Fig. 5.48-B et C) à litage oblique surmonté par le troisième cordon morainique du stade Barrès. Il faut donc envisager un retrait puis un retour offensif de la glace venant colmater puis recouvrir le paléolac installé en arrière des deux cordons morainiques les plus externes du complexe de Barrès. On reconstitue donc au stade Barrès un glacier encore très épais mais soumis à son front à de multiples fluctuations. C'est pendant cet épisode que la diffluence du glacier de la Têt vers le Capcir s'éteint progressivement et que s'amorce la disjonction entre les langues de l'Aude et de la Têt, séparées par la moraine médiane de Bernardi.

Fig. 5.48 : Le complexe morainique terminal de la Têt et le remplissage de l'ombilic de Barrès



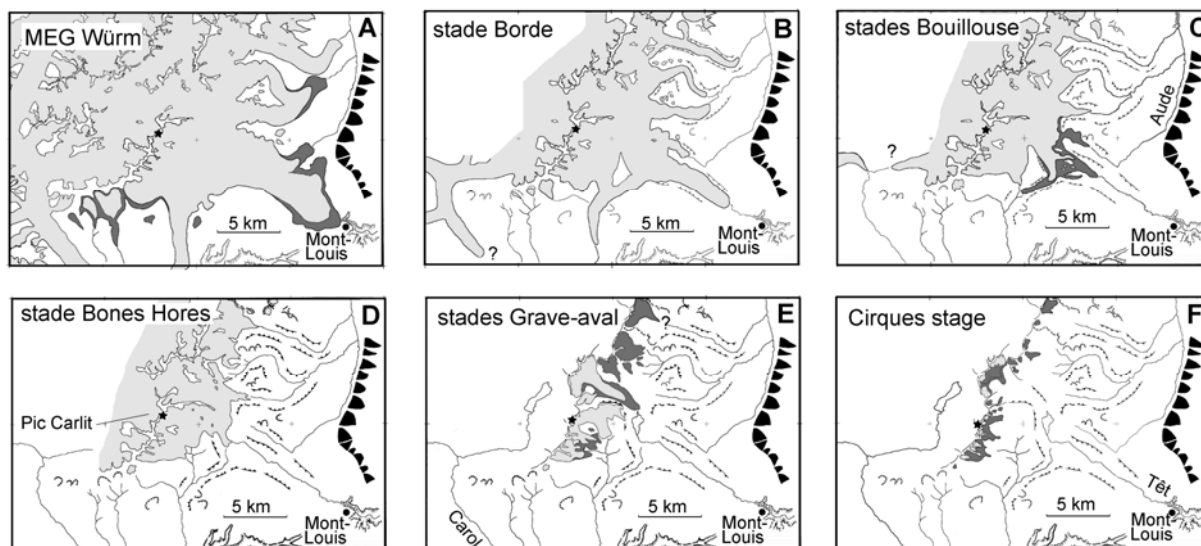
A – Transect du complexe morainique terminal de la Têt. Noter la position du site d'échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be (Sites Têt A et B : trois éch. sur sommets de blocs erratiques par site).
 B – Remplissage deltaïque surmonté par le dernier cordon morainique frontal du stade Barrès. Noter le litage oblique (points-tillés blancs).
 C – Détail coupe dans le remplissage deltaïque de Barrès. Le litage oblique apparaît nettement à travers les nuances de couleurs (gris et beige sur les niveaux les plus fins, rouille sur les niveaux les plus grossiers). Les entailles dans le sédiment délimitent l'échantillonnage réalisé en vue de datations par OSL et ^{14}C (cf. Ch 4).

**Fig. 5.49 : Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires :
La marge sud-est du massif du Carlit (extrait de Delmas et al. 2008, modifié)**



Légende : 1- Lignes de crête et principaux sommets. 2- Hautes surfaces non englacées à figurations périglaciaires (a). 3- parois de cirques régularisées (a) et rocheuses (b). 4- Principaux versants d'auge. 5- Zones de transfluence (a) et de difffluence (b). 6- Cordons morainiques pré-würmiens. 7- Cordons morainiques würmiens : MEG Würm (a), stade Barrès (b), stade Borde (c), stades Bouillouse, Bonnes Hores et Grave-aval (d), stade des cirques (e). 8- Glaciers rocheux. 9- Vestiges de moraine de fond signalant l'englacement maximum dans les amonts. 10- Localisation de remplissages d'ombilics cités dans le texte.

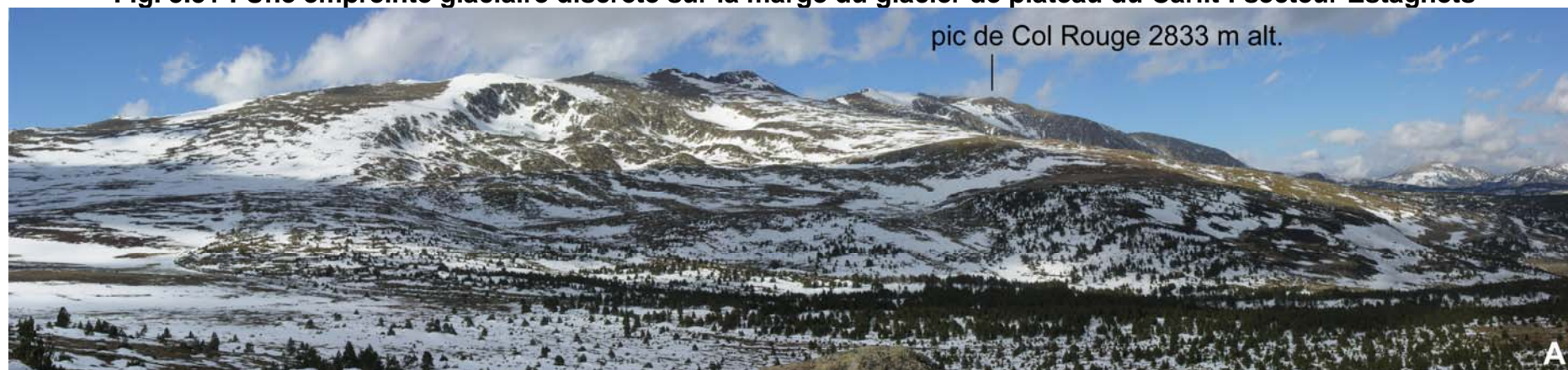
Fig. 5.50 : Emprise spatiale des paléoenglacements würmiens sur la marge sud-est du Carlit (Extrait de Delmas et al. 2008)



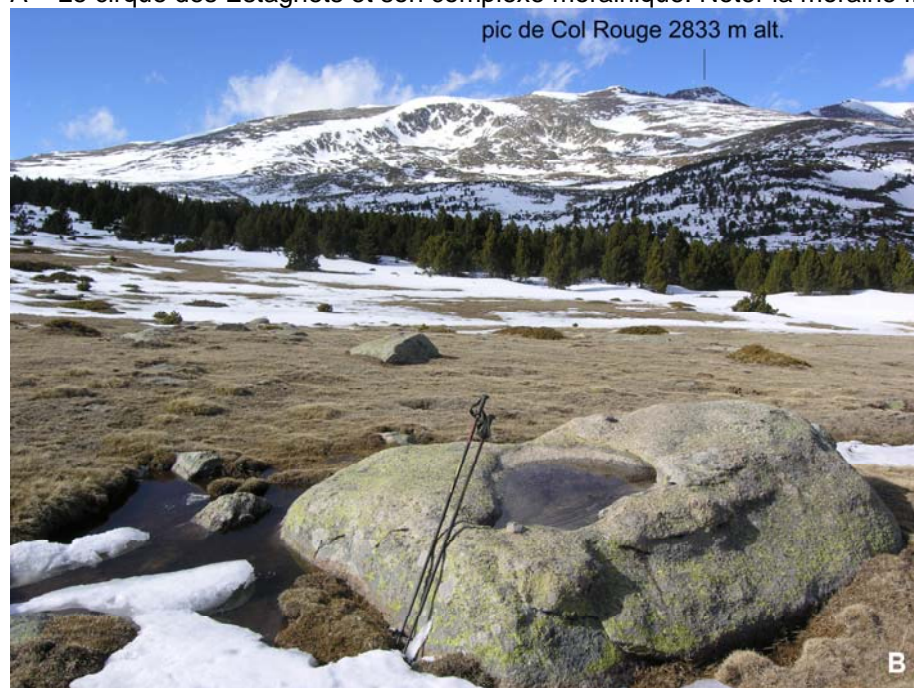
*** Paléogéographie de l'englacement MEG Würm et Barrès sur les plateaux du Carlit**

On retrouve sur la marge méridionale du plateau des étangs des séquences de formes construites comparables à celles identifiées sur le vallum de Mont-Louis. En effet, les cordons multiples des Estagnets (Fig. 5.51), interprétés par G. Viers (1968) comme des moraines de retrait (« stade des moraines internes » d'une glaciation unique), peuvent en fait être corrélés pour leur partie externe au MEG Würm et pour le puissant cordon interne au stade Barrès car, vers l'aval, ces deux cordons se confondent dans une même moraine latérale dont la position très haute en rive droite de l'auge d'Angoustrine oblige à attribuer au MEG Würm (Fig. 5.49). Dans ce secteur, les formes d'érosion et les constructions morainiques situées dans les vallées de Brangoli et de Béna servent aussi de guide. On reconstitue au MEG Würm un vaste glacier de plateau manifestement peu mobile et mince à son extrémité sud-ouest comme le montre le récurage très imparfait des arènes qui feutrent les *plas* de Maurà (Fig. 5.52). Dans ce secteur de glace mince, le stade Barrès s'est traduit par une régression sensible des fronts ; les plateaux de Béna et de Maurà sont probablement encore englacés mais déjà déconnectés du plateau glaciaire principal comme l'indique le tracé amont du cordon Estagnets interne. Bien que plus épaisse et plus mobile sur le plateau des Etangs où le manteau d'arène est à peu près totalement récuré (Fig. 2.12-A), la glace reste cependant cantonnée en contrebas des crêtes situées entre le pic de Col Rouge et le pic Carlit. Par contre, à l'amont de l'auge de la Grave et autour du pic Péric, il faut admettre un engorgement beaucoup plus important, voire un véritable dôme glaciaire puisqu'un placage de moraine à 2635 m sur la Portelle Gran oblige à envisager une série de transfluences vers les bassins de l'Oriège, du Carol et les Camporeils. Dans ce secteur du massif, plus ouvert aux flux humides de nord-ouest, l'épaisseur de la glace dépasse 200 m dans la Llose et plus de 400 m dans l'auge de la Grave comme l'indiquent, en rive gauche, le modelé des versants jusqu'à 2500 m (*trimline*) et un placage morainique à 2465 m entre la Grave et la Llose. Vers l'aval, les placages morainiques situés au flanc de la serre des Alarbs indiquent que l'épaisseur de la glace était de l'ordre de 250 m au niveau du col de diffluence de la Balmette, ce qui est cohérent avec la position des moraines latérales du maximum würmien de l'auge de Vallsera qui est située immédiatement en aval de ce col. Il faut envisager ici une zone de diffluences multiples autour de lanières de plateau manifestement restées déglacées (Serre des Alarbs, Serre de Roc d'Aude et plus au nord,

Fig. 5.51 : Une empreinte glaciaire discrète sur la marge du glacier de plateau du Carlit : secteur Estagnets



A – Le cirque des Estagnets et son complexe morainique. Noter la moraine frontale MEG Würm qui est soulignée par la bande de forêts (vue vers le nord).



B – Détail photo A. Noter au premier plan, c'est-à-dire quelques centaines de mètres en avant du MEG Würm (ici souligné par la forêt), la vasque à encoorbement creusée dans une dalle de granite issue du substrat et située une centaine de mètres au sud du tor photo C.

C – Tor démantelé situé en avant du front MEG Würm des Estagnets. Ce tor a probablement été recouvert au cours des cycles glaciaires pré-würmiens mais aucun indice de till n'a permis de le confirmer (idem pour la vasque à encoorbement de la photo B).

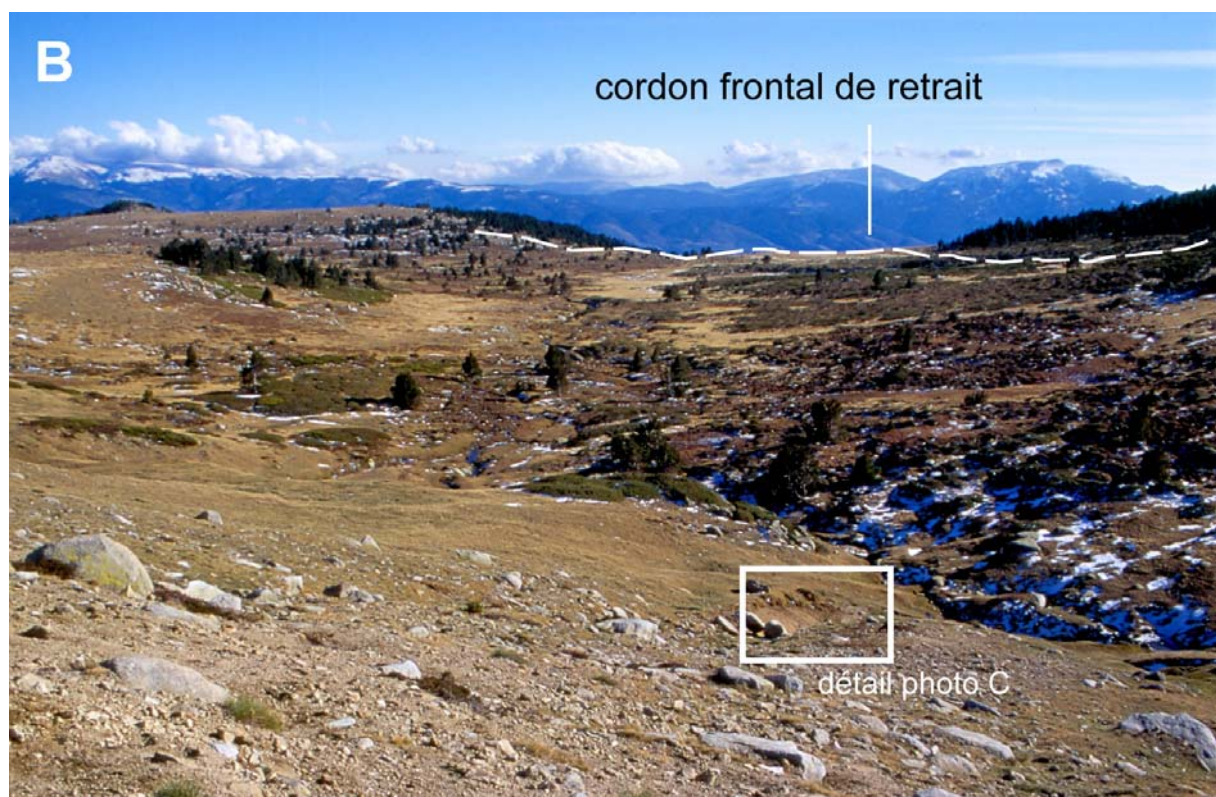


Fig. 5.52 : Une empreinte glaciaire discrète sur la marge du glacier de plateau du Carlit : secteur Maurà-La Padrilla

A – Tor associé au pédiment Miocène du sud Carlit (Serrat de la Padrilla, Gros Roc, 2377 m alt.), situé sur la marge glaciaire MEG Würm. Age trace de fission à $35,1 \pm 2,5$ Ma (Gunnell et al., 2009)



B – Molleret de la Padrilla, zone d'alimentation de la langue de glace engagée dans le vallon de Bena. Ce cirque est en fait un alvéole granitique encore tapissé d'arènes à boules à boules au premier plan.



C – Coupe située à la base du versant du « cirque » de la Padrilla. Altérite argilo-sableuse en place. Noter les boules glissées sur le versant.

Serre de Maury), en témoignent les épais feutrages d'arène qui les coiffent et les restes de grands cercles de pierres périglaciaires.

*** Paléogéographie MEG Würm et Barrès des principaux émissaires glaciaires issus des plateaux du Carlit**

La dissymétrie sud-ouest/nord-est de l'englacement observée dans les amonts se vérifie dans l'ampleur extrêmement variable des émissaires issus du glacier de plateau. Plus que l'altitude des fronts, c'est la longueur et la géométrie des langues qui illustrent le caractère de plus en plus indigent de l'englacement vers le sud-ouest (Fig. 5.50-A). Ainsi s'opposent :

- *les puissants organismes orientaux*, suffisamment alimentés pour confluer à l'aval et esquisser des lobes du piémont sur les marges du Capcir. C'est le cas du système Aude-Têt, largement coalescent au MEG Würm à la faveur d'une diffuence du glacier de la Têt en direction du Capcir. C'est aussi le cas des langues de la Lladure et de Vallsera confluentes au MEG Würm et probablement coalescentes encore au stade Barrès. En effet, le stade Barrès peut-être corrélé avec une série de cordons frontaux situés en arrière du vallum de Formiguères dans une position montrant la persistance de la confluence Lladure-Balcère. Ces moraines se relient au grand cordon des Angles avec une géométrie qui prouve que la langue a gardé, en amont des fronts, toute sa puissance, ce qui est caractéristique de stade Barrès en sur le vallum de Mont-Louis. La langue du Galbe formait quant à elle un glacier de vallée simple long de 7 km.

- *et les langues méridionales* de plus en plus courtes vers l'ouest, toujours cantonnées en fond de vallée et sur lesquelles les stades MEG Würm et Barrès ne sont pas différenciés. Celle d'Angoustrine canalisait dans une auge étroite la glace du plateau des Etangs et une partie de celle du haut bassin de la Têt et venait mourir entre 1300 m et 1250 m d'altitude. La langue de Brangoli atteignait 1700 m au débouché d'un mince glacier de plateau probablement coalescent au Maximum avec celui du Carlit; plus à l'ouest aucun témoin frontal net n'est conservé dans la vallée de Béna.

2.2- La séquence de déglaciation des premiers stades de retrait post-maximum à l'entrée des cirques

2.2.1- La déglaciation des langues de la Têt et d'Angoustrine

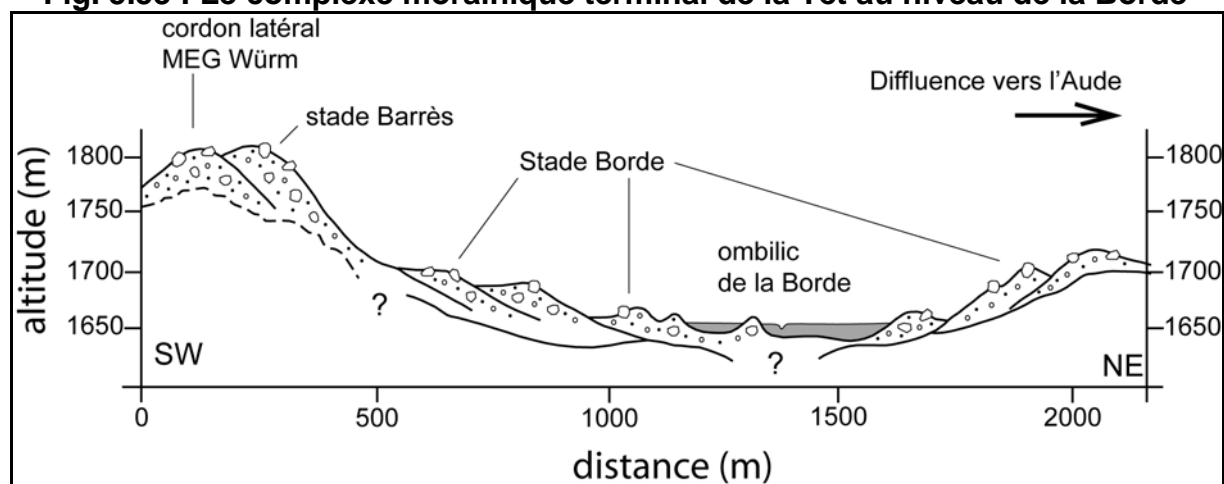
C'est dans les auges de la Têt et d'Angoustrine, prolongées à l'amont par la Grave, qu'on lit le scénario le plus détaillé de la déglaciation. On y trouve en effet jusqu'à six cordons de progression-stationnement regroupés en quatre stades de déglaciation (Fig. 5.49 et 5.50).

*** Le stade Borde : le premier stade de net amaigrissement de la masse de glace**

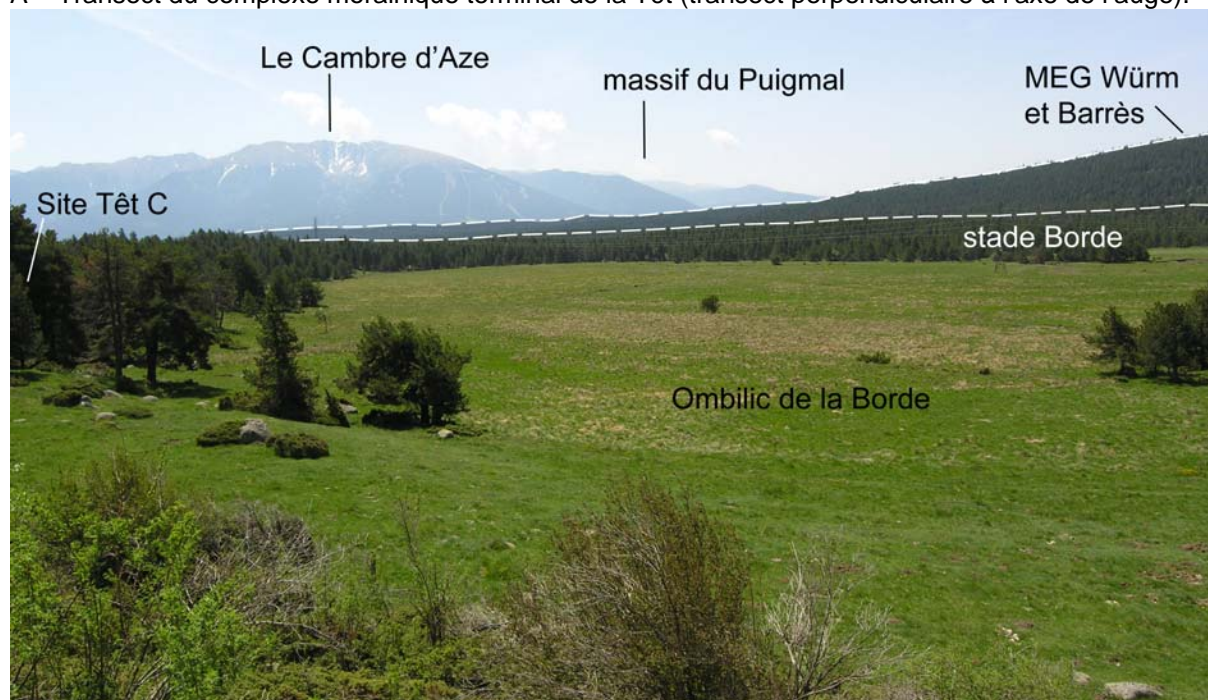
Environ 800 m en arrière des moraines frontales de Barrès, le complexe morainique de la Borde jalonne le premier stade de net amaigrissement de la masse de glace. Il est constitué à son front de trois cordons morainiques déboîtés sur quelques centaines de mètres. Ces trois cordons frontaux se raccordent en rive droite à une moraine latérale unique située 120 à 150 m en contrebas de la moraine MEG Würm/Barrès du col du Pam (Fig. 5.53-A). Le tracé remarquablement continu de ces constructions morainiques montre qu'à ce stade le glacier de

la Têt n'a plus grand-chose à voir avec le puissant organisme précédent. En amont de l'ombilic de la Borde, qui a fait l'objet de sondages palynologiques (Jalut, 1977 ; Reille & Lowe, 1993 ; Guiter et al., 2005 ; cf. Table 3.2), sa largeur n'est plus que de 1 km contre 2,5 km au Maximum. La langue de glace est cantonnée au fond de l'auge et n'est plus coalescente avec celle de l'Aude, qui elle aussi s'est retirée vers l'amont et se tient probablement au niveau de la jasse de Bernardi. Le stade Borde est donc caractérisé par un amaigrissement généralisé de la masse de glace qui concerne, à la différence du stade Barrès, aussi bien les zones frontales que les amonts (rappel : le stade Barrès se caractérise en effet par des fluctuations sensibles des langues de glaces au niveau des fronts mais une masse de glace qui reste intacte dans les amonts). Dans l'auge d'Angoustrine, le stade Borde n'a pas laissé de formes construites aussi nettes que celle identifiées dans l'axe de la Têt mais on présume que le front s'avancé jusqu'à vers 1450 m d'altitude, soit ~ 2 km en arrière du front MEG Würm.

Fig. 5.53 : Le complexe morainique terminal de la Têt au niveau de la Borde



A – Transect du complexe morainique terminal de la Têt (transect perpendiculaire à l'axe de l'auge).



B – L'ombilic de la Borde, vue vers le sud. Noter la position du site d'échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be (Site Têt C : trois échantillons sur sommets de blocs erratiques prélevés sur le cordon morainique qui ferme l'ombilic de la Borde). Le site Têt D, non visible sur la photo) correspond à verrou localisé au plancher de l'auge, immédiatement en amont de l'ombilic.

*** Les stades Bouillouses aval et Bones Hores et la disjonction Têt-Angoustrine**

Entre les jalons morainiques du stade Borde et le barrage des Bouillouses, plusieurs constructions morainiques situées dans les auges de la Têt et d'Angoustrine permettent de reconstituer la cinématique de la disjonction de ces deux langues de glace.

- Aux stades Bouillouses-aval, la difflueance Têt-Angoustrine est encore fonctionnelle

Ce stade d'englacement est souligné dans l'auge de la Têt par la moraine des Aveillans. Cette moraine latérale est enracinée à 2100 m d'altitude au seuil Malpàs ; elle suit sur 3 km la rive droite de la Têt avec une remarquable continuité avant de mourir à 1700 m au niveau du Pla des Aveillans où seule une esquisse de front morainique est préservée. Cette construction morainique souligne une langue de glace de quelques dizaines de mètres d'épaisseur en aval des Bouillouses. Cela implique que, plus en amont, les difflueances de Vallsera et peut-être de l'Aude sont encore fonctionnelles. Vers l'aval, la masse de glace est suffisante pour envoyer partiellement les bosses rocheuses du secteur de Pradeille et s'engouffrer largement dans l'auge d'Angoustrine au moins jusqu'à 1830 m, sinon un peu plus en aval. Les cordons morainiques situés en aval des Bouillouses permettent de dessiner un stade d'englacement légèrement en retrait par rapport à celui que nous venons de décrire mais au cours duquel le flux de glace issu de l'auge des Bouillouses forme à son front deux petites langues de glace diffluentes engagées respectivement dans les auges de la Têt et d'Angoustrine. Ce stade Bouillouses-aval est souligné par la moraine frontale de Pradeille (front à 1930 m) et par la moraine qui barre l'étang du Racou et dans lequel des sondages palynologiques ont été réalisés (Guiter et al., 2005 ; cf. Table 3.2).

- Au stade Bones Hores, la disjonction des langues de la Têt et d'Angoustrine est effective

La moraine de Bones Hores correspond à un volumineux cordon latéral et frontal situé immédiatement en aval du barrage des Bouillouses. Ce cordon s'accroche au verrou qui porte l'hôtel à 2050 m et souligne un glacier désormais très abâtardi et cantonné au fond de l'auge des Bouillouses. A ce stade, la disjonction Têt-Angoustrine est effective mais il est probable que des flux de glace issus du plateau des Etangs rejoignent encore le glacier de la Têt. Plus en amont, la difflueance vers Vallsera, vu la faible altitude du seuil de la Balmette (2100 m d'altitude), est encore partiellement active. Par contre, le seuil des Alarbs (2250 m d'altitude) est probablement déglacé et la continuité coupée avec le plateau des Camporeils (Fig. 5.49-D).

*** Les stades Grave-aval**

Les stades Grave-aval (Fig. 5.49-E et 5.54) jalonnent le retrait du dernier glacier de vallée de ce secteur du massif. La position et le faciès des moraines latérales montrent qu'il s'agit d'un glacier blanc, dont l'épaisseur décroît de 200 m à 130 m puis 70 m avant de céder la place à un glacier noir comme l'indique la moraine d'ablation chaotique au plancher de l'auge vers 2100 m. La moraine latérale la plus récente s'enracine à 2350 m, ce qui donne une estimation pour la LEG dans ce secteur.

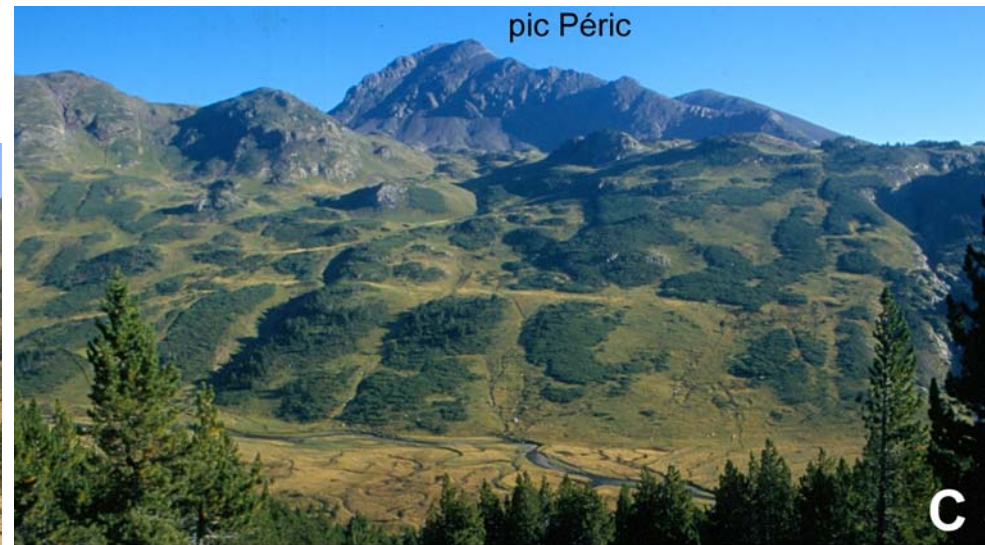
Fig. 5.54 : Les derniers stades de glacier de vallée de la marge sud-est du massif du Carlit : les stades Grave-aval



A – La moraine latérale située en rive droite de la Grave et barrant l'étang du Reco. Noter la position du site d'échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be (Site Têt L : échantillon sur sommet de bloc erratique prélevé sur cordon latéral qui barre étang du Reco, **surface datée à $13 \pm 1,2$ ka**).

B – Cordon morainique frontal situé immédiatement en amont de l'ombilic de la Grave-aval.

C – Moraine latérale située en rive droite de la Grave (équivalent de la moraine barrant l'étang du Reco).



2.2.2- La déglaciation sur les plateaux du Carlit et les émissaires glaciaires orientaux

** Eléments de paléogéographie du stade Borde*

Sur la marge méridionale du plateau des Etangs, 1 à 2 km en arrière des moraines MEG Würm et Barrès des Estagnets, le cordon externe du complexe Soccarades montre un tracé remarquablement continu depuis le flanc sud du cirque de col rouge, où la moraine est enracinée à 1450 m d'altitude, jusqu'à l'entrée de l'auge d'Angoustrine au niveau de la Pleta dels Llops (2050 m d'altitude). Ce tracé montre que le bassin d'alimentation du glacier de plateau s'arrête au cirque de col Rouge mais que la glace nourrit encore la langue engagée dans l'auge d'Angoustrine. La disjonction est donc acquise avec le bassin des Estagnets où ne persiste plus qu'un petit glacier de cirque souligné par un cordon frontal situé à 2200 m d'altitude. Plus à l'ouest, on présume une disparition rapide de la glace sur les plateaux de Maurà et dans la vallée de Béna. Ce cordon Soccarades externe, qui est probablement contemporain du stade Borde définis dans l'auge de la Têt, se prolonge clairement vers l'aval à travers un reste de moraine latérale situé au flanc droit de l'auge d'Angoustrine, au niveau de la chapelle St Martin. Ce cordon latéral souligne une langue de glace de 200 m d'épaisseur environ au droit de la chapelle et dont le front devait se tenir ~2 km en arrière du front MEG Würm (reste d'un cône proglaciaire).

Le fort amaigrissement dont témoigne le stade Borde s'est traduit aussi par la déglaciation du triangle sud-est du plateau des Etangs, en témoignent le tracé des cordons morainiques latéraux des Llèbres et des Ribes. Ce dernier est d'ailleurs symétrique au cordon Soccarades externe de la Pleta dels Llops de part et d'autre de l'auge de Mesclan d'Aygues. A l'est, sur la marge du Capcir, les langues de la Lladure et de Vallserra sont probablement disjointes et se tiennent comme sur la Têt et l'Angoustrine x km en arrière du MEG Würm. Il en va de même dans la vallée du Galbe où la moraine d'Espousouille jalonne une phase de net amaigrissement de la langue glaciaire rapportée ici aussi au stade Borde.

** Les derniers stades de déglaciation sur le plateau des Etangs*

Déboîtés sur une quinzaine de kilomètres dans l'axe des auges de la Têt et de la Grave (cf. *supra*), les stades de déglaciation postérieurs à Borde tendent à se télescoper sur le plateau des Etangs où on ne distingue que deux étapes de retrait, l'une attribuée aux stades Bouillouses-aval, l'autre à un stade ultérieur sans que l'on puisse trancher entre Bones Hores et Grave-aval. Aux stades Bouillouses-aval (Fig. 5.49-C), le glacier de plateau alimente encore vers l'est l'auge des Bouillouses. Par contre, le triangle sud-est déglacé dès le stade Borde s'est encore agrandi et la langue de Mesclan d'Aygues ne conflue plus avec celle d'Angoustrine. Plus à l'ouest, on corrèle aisément ce stade avec la moraine interne des Soccarades (Fig. 5.48) qui montre un recul de l'englacement de l'ordre d'1 km sur sa marge méridionale. Une deuxième étape correspond à la disparition de la langue de Mesclan d'Aygues et la formation de lobes de piémont individualisés au débouché des cirques. Le lobe issu du cirque de Sobirans est le seul à avoir construit deux cordons morainiques frontaux déboîtés sur 1 km (le vallum de Gombau en position externe, celui du Llat en position interne dont la moraine latérale de rive droite s'enracine à 2400 m (altitude minimum pour la LEG).

** Les moraines openwork du secteur Soccarades*

Les stades de déglaciation individualisés à l'ouest de l'auge du Mesclan d'Aygues se caractérisent par un faciès de moraine chaotique à très gros blocs granitiques (Fig. 5.55). Cela

suggère des glaciers noirs très chargés, alimentés en débris par une puissante fragmentation des murailles de cirque en voie de déglaciation et soumis à une intense ablation du fait de leur l'exposition, et de plus en plus mal alimentés en raison de leur position d'abri.

Fig. 5.55 : Les moraines openwork du secteur Soccarades



2.2.3- Des restes d'altérites jusqu'au cœur du domaine englacé

Il existe sur la marge sud-est du massif du Carlit de très fréquents vestiges d'altérites localisés dans les zones recouvertes par les glaciers quaternaires. Les altérites du Carlit, comme celles d'Ariège, ne sont pas cantonnées aux marges du domaine englacé ; on les trouve aussi aux flancs de certaines auges et sur des zones longuement recouvertes par la glace au cours des cycles glaciaires quaternaires.

**** Les placages d'arènes en position de marge glaciaire***

La moraine latérale de rive droite de la Têt, qui est enracinée à 2000 m d'altitude au col du Pam, repose sur un substrat granitique profondément arénisé ; la figure 5.56-A montre une coupe située dans le talus de la piste de ski des Colchiques. Les altérites ont une teinte ocre très vive. Elles sont riches en fines ; elles comportent jusqu'à 45 % de limons et argiles en surface et 12 % à la base de la coupe échantillonnée (Delmas, 1998). Les colloïdes représentent 5 à 1,6 % du matériel brut. Les spectres argileux montrent la présence de kaolinite, d'argiles interstratifiées et un léger pic de vermiculite. Toujours au flanc de l'auge de la Têt, sur le sentier du col du Pam vers 1900 m d'altitude, les altérites à boule ont été décapées par le passage du glacier mais le substrat rocheux cohérent n'a été que très partiellement dénudé, en témoigne les modelés caractéristiques de racine d'altération (Fig.

5.56-B) rencontrés sur ce flanc d'auge déglacée dès le stade Borde. Enfin, sur le plateau de Maurà, le cirque de Molleret de la Padrilla est à peine inscrit sous des restes du pédiment miocène et ses tors (Fig. 5.52-A). En fait, ce cirque correspond à un alvéole granitique à peine retouché par la glace ; en effet, il a conservé sur sa paroi amont un épais manteau d'arènes dont certaines passées semblent très évoluées et assez riches en limons argileux (Fig. 5.52-B et C)

Fig. 5.56 : Altérites et racines d'altération en position de marge glaciaire

B – Racine d'altération située sur le flanc de l'auge de la Têt. Le manteau d'arène est décapé mais le substrat rocheux cohérent a été assez peu dénudé par le passage du glacier würmien.



A – Altérites des Colchiques. Manteau d'altérites évoluées recouvert par le cordon morainique latéral MEG Würm situé en rive droite du glacier de la Têt.

*** Les placages d'arènes situés au cœur du domaine englacé**

Les altérites de la Balmette comme celles des Forats se situent en revanche au cœur du domaine englacé.

- *Le site de la Balmette* correspond à un col de diffluence par lequel transitait, du maximum würmien au stade Bones Hores, la glace issue de la Grave et du Péric avant de s'engouffrer dans l'auge de Vallsera (Fig. 5.57-A). Au MEG Würm, l'épaisseur de la glace au niveau du col était de l'ordre de 200 m ; pourtant, l'érosion glaciaire n'a pas totalement décapé les altérites à boule qui drapent la base des versants aux abords du col. Les arènes sont sableuses, assez grossières et de teintes grise ; elles forment un manteau d'épaisseur plurimétrique comme le montrent les coupes dans le talus du torrent issu du pic Péric (Fig. 5.57-B). Ce n'est qu'au niveau du verrou de la Balmette (cote 2126 m d'altitude) que le substrat rocheux cohérent affleure et porte d'ailleurs des traces de stries. Cependant, des traces évidentes d'écaillage montrent que la topographie dégagée par le dernier passage du glacier n'est pas loin du front d'altération (Fig. 5.57-C).

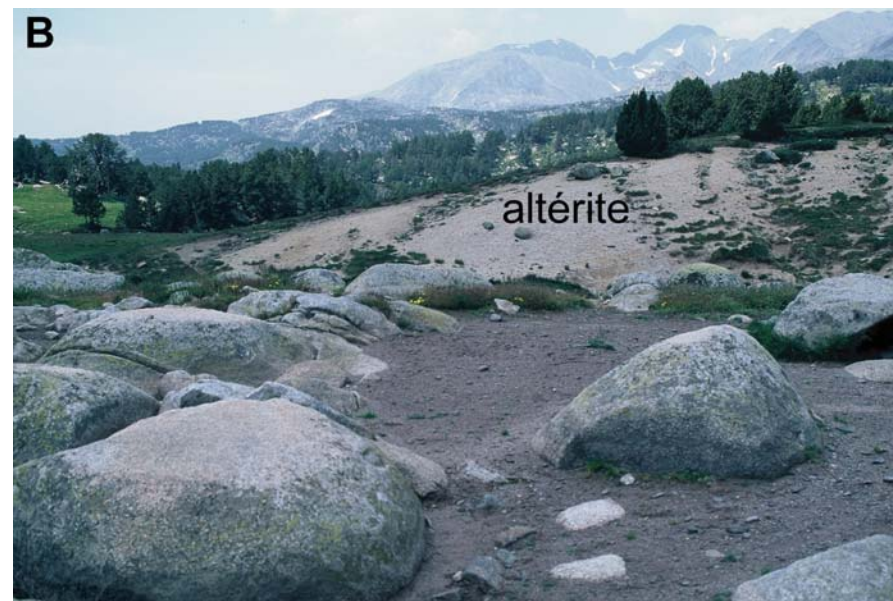
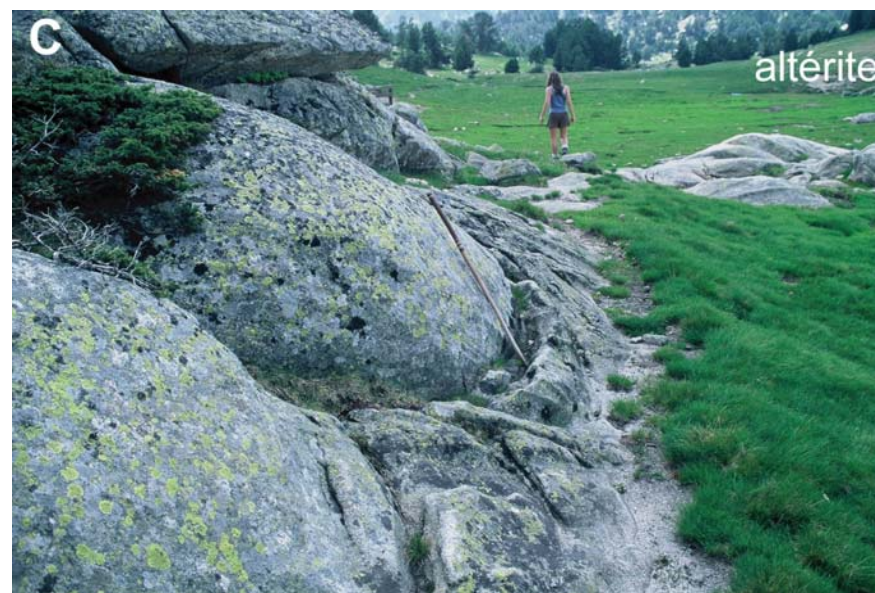


Fig. 5.57 : Des restes d'altérites au cœur du domaine englacé : Le site de la Balmette

A – Le col de diffuence de la Balmette. L'image localise les altérites à boules (photo B) et le verrou portant des traces de racine d'altération (photo C).

B – Altérites à boule situées sur la marge du col de diffuence de la Balmette.

C – Racine d'altération situé sur un verrou dans l'axe du col de diffuence de la Balmette.



**Fig. 5.58 : Des restes d'altérites au cœur du domaine englacé :
Le cas des Forats**



A - Le plateau des étangs vue vers le sud-est. Les lignes blanches en point-tillés soulignent d'emprise spatiale des derniers stades de déglaciation du plateau, l'étoile orange localise les altérites des Forats (détail photo B). Noter la position des sites d'échantillonnage (étoiles blanches) en vue de datations ^{10}Be (Site Têt H : trois échantillons sur sommets de blocs erratiques prélevés sur le cordon morainique latéral qui ceinture l'étang Llat ; site Têt K : un échantillon sur sommet de verrou).



B – Manteau d'altérites évolué surmonté par des tills d'ablation à mégablocs erratiques de granite contemporains d'un stade de déglaciation würmien relativement avancé du plateau des étangs.

- *Les altérites des Forats* se situent quant à elles sur le plateau des Etangs, au débouché du Rec de la Coma dels Forats, dans un site de confluence de flux de glace issus d'une part des cirques de Solana Carnicera et du sud-est du Carlit et d'autre part des cirques des Sobirans (Fig. 5.58-A). Au MEG Würm, l'épaisseur minimale de la glace au droit de la coupe des Forats était d'une centaine de mètres au minimum (différence entre l'altitude du site des Forats, 2090 m, et l'altitude du point le plus haut du plateau des étangs, 2190 m d'altitude à la Serra de les Ribes où des placages de tills faiblement altérés indiquent un recouvrement par le glacier würmien). Manifestement, cette zone a été tardivement déglacée puisqu'elle se trouve immédiatement en avant des cordons morainiques frontaux du Llat et de Soccarades interne attribués ci-dessus aux derniers stades de déglaciation du plateau des étangs. La coupe des Forats (Fig. 5.58-B) montre une altérite plurimétrique (5 m d'épaisseur au niveau de la coupe) de teinte ocre vif surmontée par un till d'ablation riche en blocs erratiques et galets de cornéennes striées issus de la ligne de crête sus-jacente. La texture de cette arène est essentiellement sablo-graveleuse bien que la plupart des minéraux feldspaths et micas apparaissent très friables. La part des fines (<50 µm) varie entre 5 et 22 % (dont 1 à 2 % de colloïdes) et celle des sables entre 50 et 60 % (Delmas, 1998), ce qui indique une texture sensiblement plus grossière que celle des altérites de la piste des Colchiques. Par contre, les spectres argileux sont tout à fait comparables et se caractérisent par la présence de kaolinite, d'interstratifiées mica-smectites et de vermiculite.

2.3- Les formations à blocs des cirques

Les « formations à blocs des cirques », décrites par G. Viers (1961, 1968) comme une seule catégorie de genèse glaciaire mal définie, renferment en fait deux types bien différenciés de formes et de dépôts : (i) des cordons morainiques constitués de matériaux hétérométriques et comprenant des galets striés, (ii) des glaciers rocheux nettement inféodés à une paroi d'éboulis.

2.3.1- Des cordons morainiques aux formes singulières

La plupart des cirques du Carlit abritent des cordons morainiques de très petite taille, 3 à 4 m de haut pour certains, une dizaine de mètres de haut maximum pour d'autres (Fig. 5.59). Tous se singularisent par un modelé aiguisé particulièrement apparent sur photographies aériennes, ce qui les distingue d'ailleurs très nettement des stades de déglaciation situés en aval et dont le modelé est sensiblement plus émoussé. On les rencontre (Fig. 5.49) au plancher ou au débouché des cirques qui échancrent les hauts sommets, pas nécessairement en exposition nord, car les suralimentations neigeuses par flux de nord-ouest favorisent les cirques exposés à l'est et au sud-est. Les mieux alimentés offrent les séquences morainiques les plus riches. On compte jusqu'à 3 ou 4 vallum frontaux parfaitement individualisés dans les cirques de Col Rouge, de Solana Carnicera, du pic Carlit et de la Grave. Les cordons les plus bas correspondent à des glaciers coalescents encore suffisamment épais pour nourrir une esquisse de langue dont le front se tient à 2270 m au débouché de Col Rouge et de Solana Carnicera (soit une LEG vers 2535 m), à 2280 m dans la Coma dels Forats (soit une LEG de 2590 m), et 2150 m à l'amont de la Grave (soit une LEG de 2425 m). Les plus hauts traduisent un relèvement d'une centaine de mètres de la LEG et un morcellement du système glaciaire. Il ne reste plus alors que de modestes appareils cantonnés au fond des cirques les plus élevés, à plus de 2450 m à Col Rouge et Solana Carnicera, plus de 2550 m dans les cirques orientaux du Carlit, plus de 2600 m au nord du pic Carlit et plus de 2400 m dans les cirques de la Grave. A ces stades, plus encore qu'aux stades Grave-aval, les paléogéographies

Fig. 5.59 : Les cordons morainiques du stade des Cirques



A – Cordons morainiques et glaciers rocheux du cirque des Sobirans, vue vers l'est. L'étoile blanche localise le site Têt J (échantillonnage ^{10}Be)



B – Les cordons morainiques du cirque de Solana Carnicera, vue vers le sud.

Fig. 5.60 : Les glaciers rocheux du massif du Carlit



A – Le glacier rocheux du cirque de la Coquille. Noter sur la droite le tablier d'éboulis holocène non végétalisé tandis que les cordons de glacier rocheux situés au plancher du cirque sont végétalisés.



B – Glacier rocheux situé dans le cirque situé sur la face nord du pic Carlit. Cliché pris en septembre 1997 ; noter le maintien de névés tardifs qui indiquent la possible existence d'un pergélisol.

proposées (Fig. 5.50-E et F) ne sont très probablement pas synchrones d'un cirque à l'autre car les conditions microclimatiques et topographiques locales (effet d'abri, effet de suralimentation neigeuse...) deviennent déterminantes en matière de localisation et de maintien tardif des petits glaciers de cirques. Cependant, la tourbière fossile datée de la Grave-amont (Table 3.2) met clairement en évidence le fait que ces petits glaciers de cirque correspondent à un **stade de néoenglacement** consécutif à une déglaciation généralisée de la marge sud-est du massif du Carlit (Delmas, 2005).

2.3.2- L'apport de la tourbière fossile de la Grave-amont

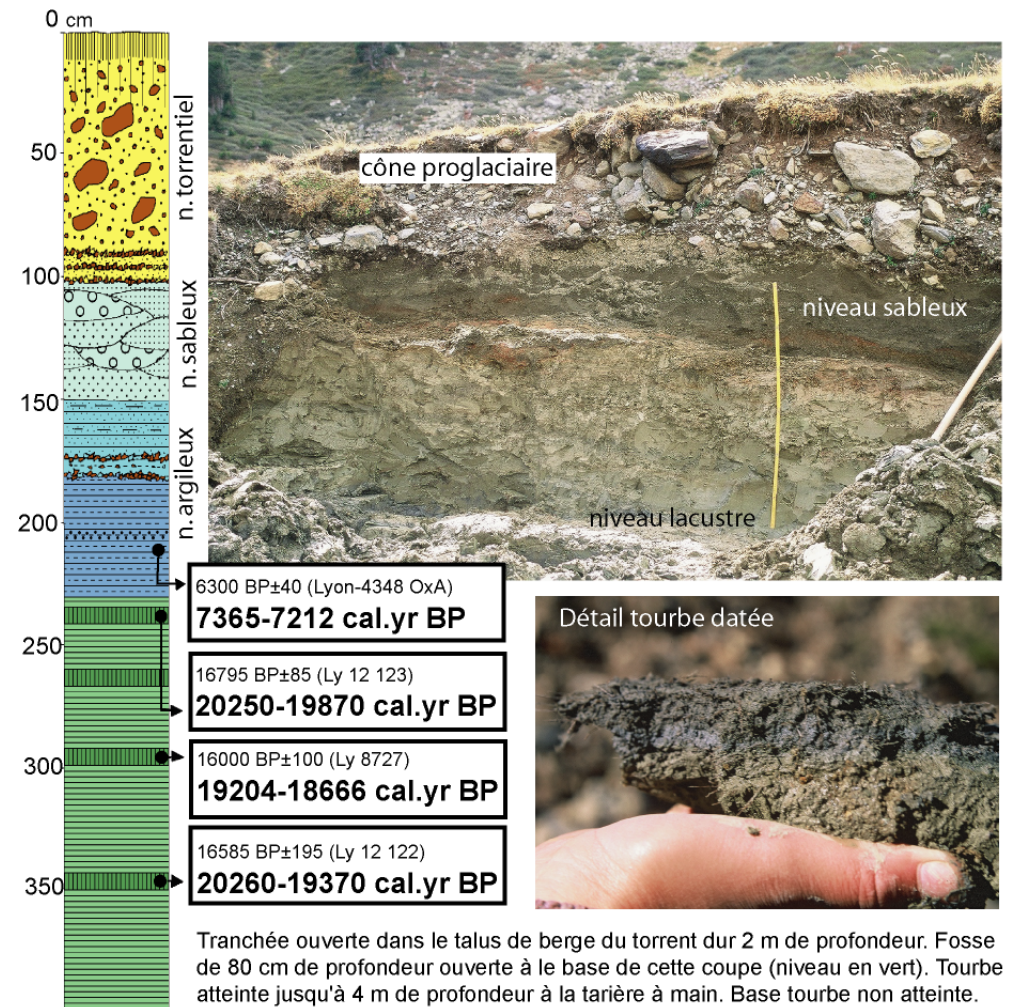
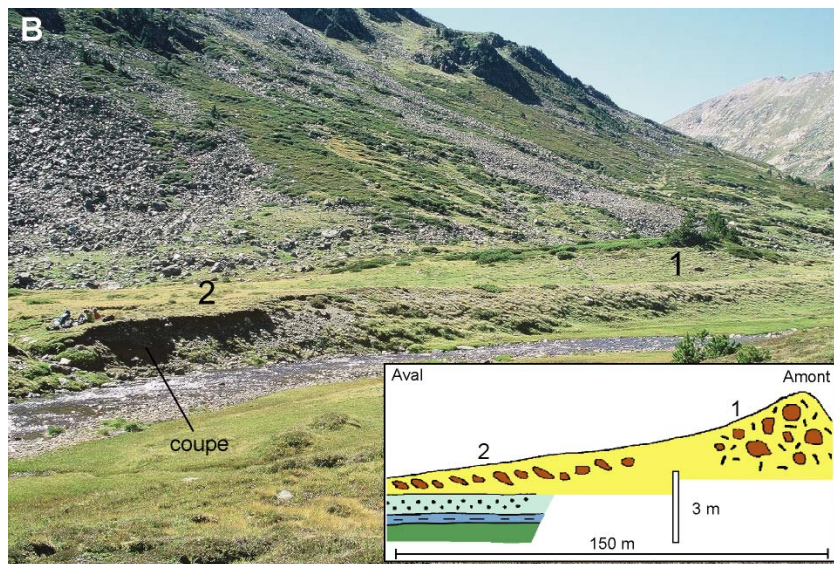
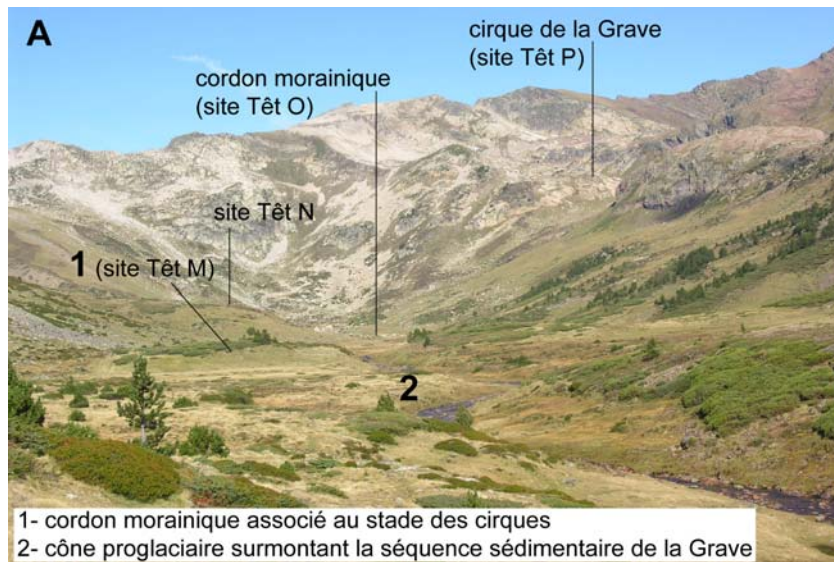
Le site daté se localise à 2150 m d'altitude au débouché des cirques de fond d'auge, dans la vallée de la Grave. Dans ce tronçon amont de vallée, l'auge de la Grave est encore relativement étroite (300 m de large) et l'ombilic dans lequel s'est installé le remplissage sédimentaire ne dépasse pas 0,1 km² (Fig. 5.61-A). Il montre une séquence tourbeuse (base non atteinte) surmontée par une séquence détritique d'abord lacustre puis sableuse et enfin franchement torrentielle (Fig. 5.61-C). Le cône torrentiel qui coiffe le remplissage est topographiquement raccordé à un cordon morainique dont le modelé est tout à fait caractéristique du stade des cirques (Fig. 5.61-B). Trois âges ¹⁴C sur lits de sphaigne permettent de dater la tourbière fossile à 20 ka cal. BP. Cela signifie que dès l'interstade GS-2b de la nomenclature INTIMATE (Fig. 6.3), la glace s'est retirée dans les cirques les plus élevés du massif, sans que l'on puisse cependant préciser la position exacte des fronts.

Le cordon morainique et le cône proglaciaire qui surmontent la tourbière datée sont donc contemporains d'un stade de néoenglacement des cirques dont l'âge reste à préciser. Ce néoenglacement est certes postérieur à 20 ka cal. BP mais correspond-il plutôt au Dryas ancien ou au Dryas récent ? Dans quelle mesure des glaciers holocènes de petite taille ont pu se maintenir dans cette haute vallée ? Afin de préciser la chronologie des derniers glaciers de cirque de la marge sud-est du massif du Carlit, mais aussi celle des glaciers rocheux situés en arrière (cf. section suivante), nous avons réalisé (i) une datation ¹⁴C du niveau lacustre de la séquence détritique de la Grave-amont et (ii) des datations ¹⁰Be en relation directe avec le site Grave-amont (sites M, N, O et P).

2.3.3- Des glaciers rocheux

Ils offrent l'aspect classique de champs de blocs grossiers. La plupart sont tavelés de lichens et partiellement colonisés par les graminées. Certains sont même piquetés par des ligneux, genévriers, genêts voire pins à crochets. Leur surface est chaotique, accidentée par des bourrelets arqués, des sillons et des creux de plusieurs mètres de profondeur dans certains cas. Ils forment soit des guirlandes de pied de versant, soit de grosses langues étalées en spatule dans l'axe des cirques. Leur front correspond toujours à un talus très raide. Ils ne se situent pas nécessairement en exposition nord mais sont toujours associés aux versants rocheux les plus raides et aux grands tabliers d'éboulis (Fig. 5.60-A). La plupart d'entre eux se situent dans les cirques entre 2400 et 2500 m d'altitude. Dans ce cas, ils buttent assez systématiquement derrière les cordons morainiques décrits *supra* (Fig. 5.59-A) ce qui permet de situer leur édification après le néoenglacement des cirques dans un contexte de détente des parois rocheuses caractéristique du paraglacière primaire. D'autres, beaucoup plus rares, se situent beaucoup plus bas en altitude et ont dû se mettre en place lors d'épisodes précoces de la déglaciation. C'est le cas des glaciers rocheux situés sur les ubacs de la Lladure (1850 m) et du Roc d'Aude (1900 m). Dans les cirques les plus élevés et les mieux exposés (cirque des Forats et cirque nord du pic Carlit à 2600 m : Fig. 5.60-B), quelques glaciers rocheux offrent

Fig. 5.61 : Le site de la Grave-amont



C – La coupe et la position des échantillons datés par ^{14}C

des formes très fraîches tant à leur front que sur les bourrelets qui les accidentent. De petits névés permanents à l'amont suggèrent l'existence de poches de pergélisol résiduel et il n'est pas exclu d'envisager leur réactivation périodique au cours de l'Holocène. L'absence de tout glacier rocheux dans le cirque est du Carlit, à plus de 2600 m, en dépit d'un cadre topographique favorable, pose problème. C'est le seul indice qui nous permet d'envisager éventuellement la persistance très tardive d'un petit glacier véritable.

Conclusion

Un premier bilan des acquis concernant le cadre spatial et temporel des paléoenglacements est-pyrénéens s'impose maintenant.

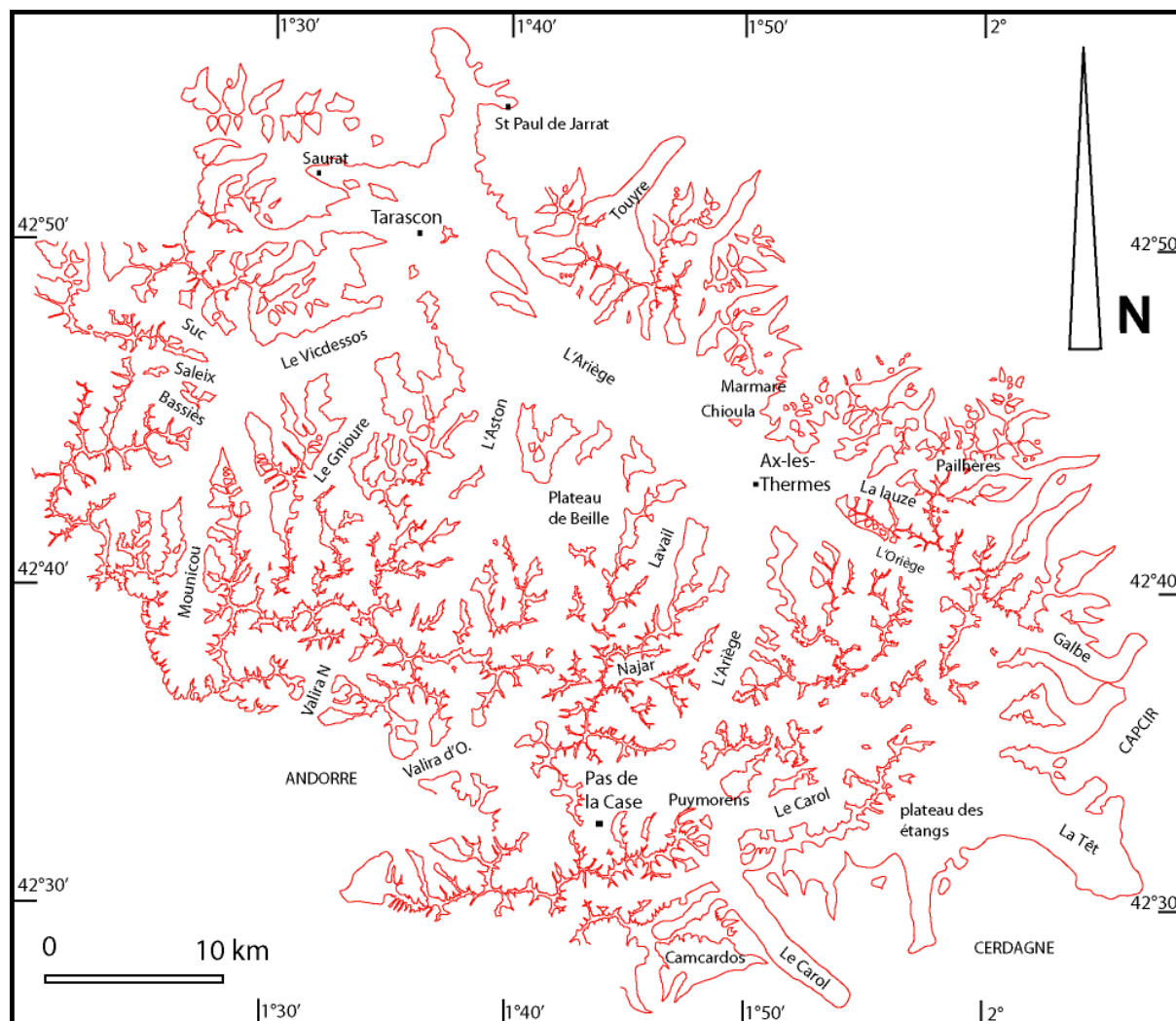
**L'emprise spatiale des maxima d'englacement würmiens et pré-würmiens* était mal définie sur le bassin glaciaire ariégeois car les dépôts glaciaires n'avaient jusqu'alors fait l'objet d'aucune analyse de l'état d'altération comparable à celle menée sur les bassins glaciaires de Cerdagne et de Capcir (Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004) ou sur les nappes fluvioglaciaire de l'avant-pays nord-pyrénéen (Hubschman, 1973, 1975, 1984). Dans ce travail, la prise en compte systématique des paramètres altérologiques a permis de :

- redéfinir la position du MEG Würm sur le bassin glaciaire ariégeois (Fig. 5.61), une position sensiblement plus étendue que celle proposée par F. Taillefer en 1985 (Fig. 3.2-A).

- localiser partiellement, faute de jalons morainiques suffisamment nombreux, l'emprise spatiale maximale de deux de cycles glaciaires pré-würmiens différents : une génération raccordée aux nappes alluviales T2 et donc probablement contemporaine du Riss, le cycle glaciaire immédiatement antérieur à l'Eémien. Cette génération se caractérise par une emprise spatiale située 50 à 100 m au-dessus des jalons morainiques MEG Würm sur les versants du bassin glaciaire ariégeois et 4 km en aval du front würmien dans l'axe de l'Ariège contre seulement quelques centaines de mètres sur le Carol et l'Angoustrine. Une génération plus ancienne est soulignée par les jalons morainiques de Quéménailles, Mentiès et surtout les blocs erratiques perchés entre 450 et 500 m d'altitude sur le Pech de Varilhes. Ces jalons morainiques épars sont corrélables à la nappe T4 de la plaine de Pamiers et sont probablement l'équivalent ariégeois de la génération M3 définie sur les complexes terminaux de Cerdagne et de Capcir (Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004). La position très perchée de ces jalons morainiques souligne le caractère beaucoup plus étendu de ce cycle glaciaire quaternaire moyen sur le bassin glaciaire ariégeois que sur les langues du Carol et d'Angoustrine où le front M3 se tient 2 à 3 km en avant du front würmien ou que sur la Têt, la Lladure-Vallserra et le Galbe où les trois générations de fronts morainiques se télescopent et forment une seule entité morphologique.

** Un scénario détaillé de la déglaciation würmienne* a pu être reconstitué sur la marge sud-est du massif du Carlit comme sur le bassin glaciaire ariégeois. Dans les deux cas, 5 à 6 stades de déglaciation ont pu être individualisés. On se gardera pour le moment de tenter toute corrélation entre les deux façades est-pyrénéennes car les chronologies dont nous disposons pour l'heure sont seulement relatives et rien ne nous permet de garantir la simultanéité des emprises spatiales.... Seules les chronologies absolues permettront éventuellement de le faire.

**Fig. 5.62 : L'emprise spatiale des paléoenglacement würmiens
dans l'est des Pyrénées
(d'après Calvet, 2004 et levées personnelles)**



Chapitre 6

Le calendrier des stades d'englacement quaternaires

Introduction

Trois méthodes de datation ont été mises en œuvre pour tenter de caler la chronologie des stades würmiens et pré-würmiens définis dans le chapitre précédent. Mais, comme nous l'avons signalé (cf. chapitre 4, sections 2.1 et 2.2), tous les tests réalisés en vue de datations OSL ont été négatifs et, sur 5 sites susceptibles de faire l'objet d'une datation ^{14}C , seules les argiles lacustres de la Grave-amont ont fourni de la matière organique en quantité suffisante pour être datée. C'est donc principalement sur des datations par le cosmonucléide ^{10}Be que repose le calendrier des paléoenglacements présenté ici. Sur 83 échantillons prélevés sur blocs erratiques ou surfaces polies de verrous, 6 n'ont pas fourni de résultats et 4 ont fait l'objet de deux datations. Au total, 81 résultats, dont 51 inédits, sont présentés dans ce travail. La plupart renseignent la chronologie des stades d'englacement würmiens identifiés sur la marge sud-est du massif du Carlit (35 échantillons, 33 résultats) et le bassin glaciaire ariégeois (31 échantillons, 33 résultats). Treize sont consacrés à la datation des trois générations de cordons morainiques du complexe terminal du Carol et quatre seulement à la datation des blocs erratiques pré-würmiens du bassin glaciaire ariégeois car la plupart de ces blocs anciens ont des surfaces rocheuses extrêmement dégradées et peu favorables à l'application de cette méthode de datation.

1- Chronologie des stades d'englacement würmiens : Le cas de la marge sud-est du massif du Carlit

Une première série de résultats obtenus sur la marge sud-est du massif du Carlit a fait l'objet d'une publication dans la revue *Quaternary Research* (Delmas et al., 2008, cf. Annexe A). Un rappel des principaux points développés dans cet article (stratégie d'échantillonnage, résultats et discussions) permet de mettre en évidence les problèmes chronologiques et méthodologiques qui restaient en suspens. Les pistes de recherche engagées depuis la soumission de cette publication sont ensuite présentées. Pour cela nous revenons sur la stratégie d'échantillonnage mise en œuvre avant de présenter et de discuter ces résultats inédits.

1.1- Une stratégie d'échantillonnage classique

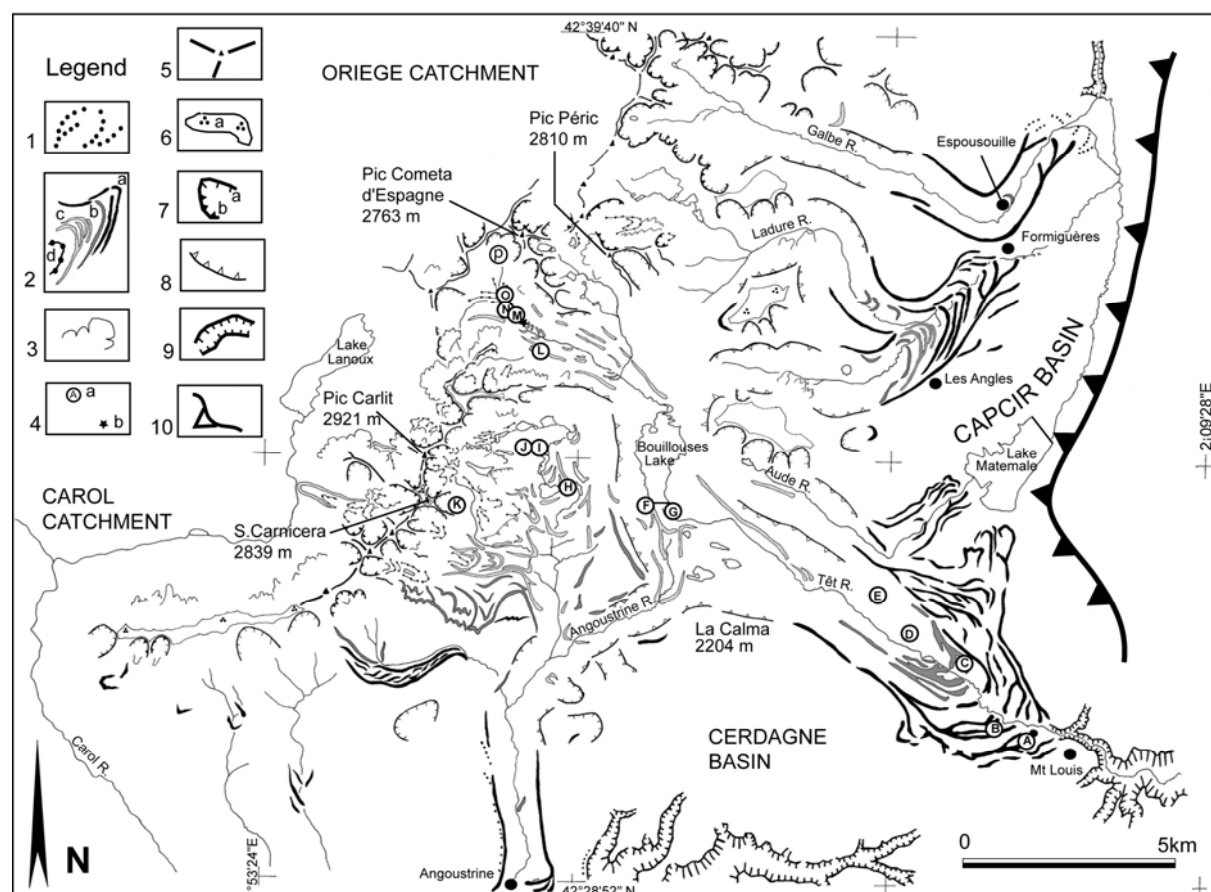
La stratégie d'échantillonnage présentée au chapitre 4 indique globalement les deux logiques qui ont guidé les différentes campagnes de prélèvements menées en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be : une logique purement chronologique fondée sur l'application de critères de sélection des surfaces rocheuses tout à fait classiques, une logique à finalité principalement méthodologique destinée, en particulier sur verrous, à limiter les risques de vieillissement par héritage d'exposition et de rajeunissement par exhumation tardive de till.

La première série de données ^{10}Be obtenue sur la marge sud-est du massif du Carlit et publiée en 2008 est issue d'un échantillonnage tout à fait classique et à finalité strictement chronologique. On se contentera ici de rappeler les principaux critères de sélection des surfaces rocheuses mis en œuvre et de localiser la position des prélèvements dans la séquence de formes et de dépôts caractérisée dans le chapitre précédent (cf. section 2 du chapitre 5).

*** Deux types de surfaces rocheuses :**

Des sites sur verrous : Les prélèvements ont porté sur des surfaces sub-horizontales polies par le passage du glacier et localisées sur la partie sommitale de verrous rocheux afin de minimiser l'écrantage topographique. Nous avons privilégié les zones de verrous situées dans l'axe des principaux flux de glace, c'est-à-dire là où le potentiel érosif est *a priori* important, afin de limiter le risque d'héritage d'exposition.

Fig. 6.1 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be (extrait de Delmas et al., 2008 modifié)



Légende : 1- Moraines pré-würmiennes, 2- Moraines Würmiennes (a : MEG Würm, b- stade Borde, c- stades de déglaciation postérieurs au stade Borde, d- cordons morainiques du stade des cirques), 3- Fronts de glaciers rocheux, 4- Sites d'échantillonnage de surfaces rocheuses en vue de datation par le cosmonucléide ^{10}Be (a), site daté par ^{14}C de la Grave-amont (b), 5- Principaux sommets et lignes de crête. 6- Hautes surfaces en position supraglaciaire portant des cercles de pierres périglaciaires (a), 7- Parois de fond de cirque associées à des éboulis (a) ou des versants rocheux, 8- principaux versants d'auge, 9- Incision fluviale, 10- Escarpement de faille du Capcir.

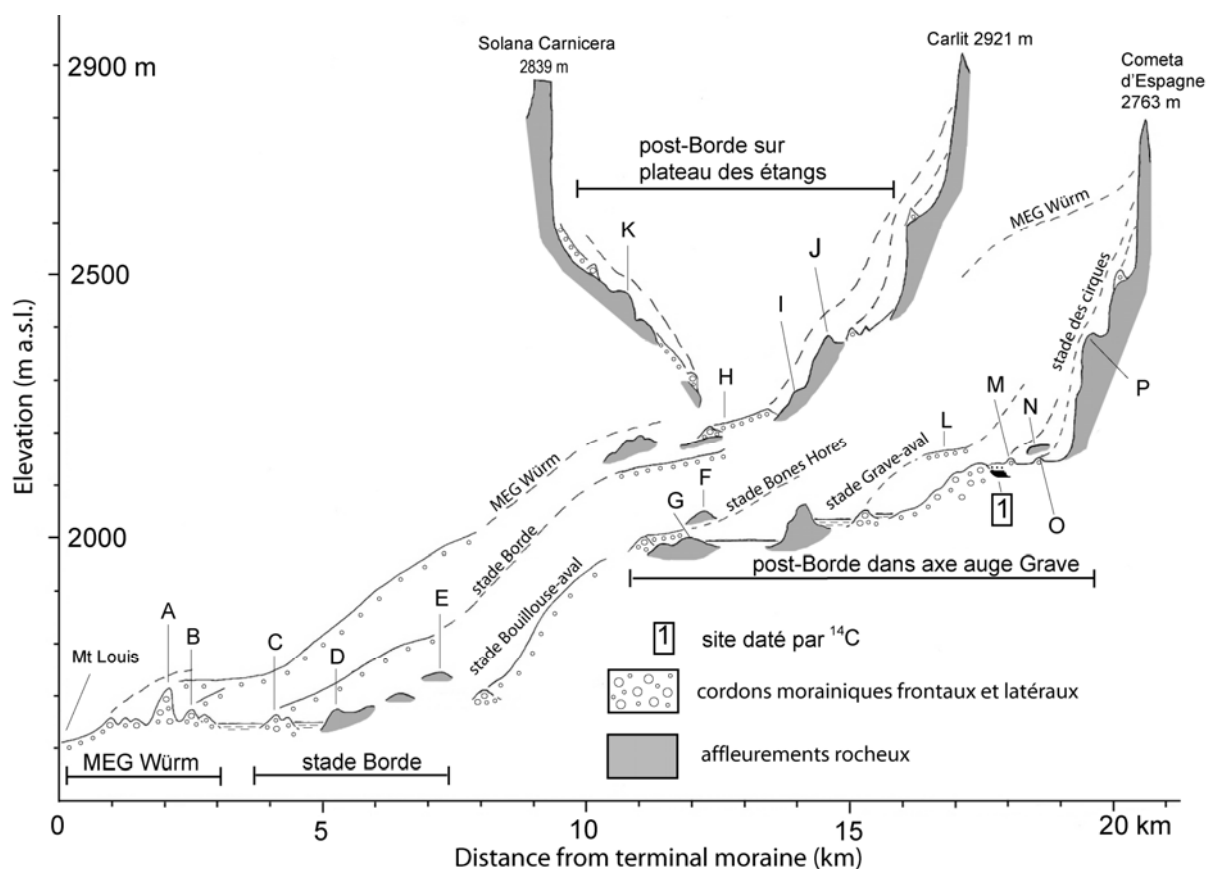
Des sites sur blocs erratiques : Les prélèvements ont porté sur des blocs de 2 à 5 m de grand axe, des blocs aux formes arrondies, émoussées et sans trace d'écaillage. Comme pour les polis, les prélèvements ont porté sur des surfaces sub-horizontales localisées sur la partie sommitale des blocs afin de limiter l'écrantage topographique.

*** La position des sites d'échantillonnage dans la séquence würmienne**

Cette première campagne d'échantillonnage comporte 26 échantillons répartis sur 15 sites régulièrement échelonnés de l'amont vers l'aval afin de couvrir l'ensemble de la séquence würmienne (Fig. 6.1 et 6.2)

- Les sites A et B sont associés au MEG Würm (Fig. 5.48-A)
- Les sites C, D et E sont associés au stade Borde (Fig. 4.11-A et 5.53-B)
- Les sites F et G sont associés aux stades Bouillouses.
- Le site L est associé au dernier stade de déglaciation dans l'auge de la Grave (stade Grave-aval, Fig. 5.54-A)
- Les sites M, N et O sont associés au stade de néoenglacement des cirques dans l'auge de la Grave (Fig. 5.61-A).
- Les sites H, I, J et K sont associés au dernier stade de déglaciation du plateau des étangs et au néoenglacement des cirques de la Coma dels Forats et de Sobirans situé en amont du plateau des étangs (Fig. 4.10-B, 5.58-A et 5.59-A).

Fig. 6.2 : Position des sites datés par ^{10}Be et ^{14}C dans la séquence würmienne (extrait de Delmas et al., 2008 modifié)



1.2- Lecture et interprétation des résultats

Certains auteurs retiennent la moyenne des âges ^{10}Be obtenus sur un même site d'échantillonnage comme la valeur donnant directement l'âge de la déglaciation de la surface rocheuse échantillonnée, dans le cas d'un verrou, et l'âge du retrait de la glace en arrière de la construction morainique, dans le cas d'un bloc erratique. Or, (i) les datations par le cosmonucléide ^{10}Be indiquent en fait le **temps d'exposition minimum** enregistré par une surface rocheuse depuis son exposition initiale (cf. section 2.3 du chapitre 4), (ii) le temps d'exposition enregistré par une surface rocheuse **ne renseigne pas nécessairement de manière directe** l'âge de la construction morainique, et donc du stade d'englacement qu'on souhaite dater *in fine*, car plusieurs **risques géomorphologiques** existent potentiellement. Rappelons que les blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques sont soumis à la fois à un risque de rajeunissement par déchaussement tardif de bloc de la matrice morainique ou écaillage post-glaciaire de la surface du bloc et à un risque de vieillissement par héritage d'exposition fautive de remise à zéro du compteur ^{10}Be au cours du transport du bloc par le glacier. De même, le temps d'exposition enregistré sur un verrou poli par la glace ne renseigne pas nécessairement de manière directe l'âge de la déglaciation de la bosse rocheuse échantillonnée (risque de rajeunissement par exhumation tardive de till, risque de vieillissement par héritage d'exposition fautive d'érosion suffisante au cours du cycle glaciaire ou du stade d'englacement précédent). Compte tenu de ces différents « **risques géomorphologiques** » et aussi de l'importance des marges d'erreur fournies par la méthode, nous proposons dans ce travail une lecture sensiblement différente des données ^{10}Be , qui consiste à confronter les âges ^{10}Be avec un calendrier isotopique global (Fig. 6.3). Le référentiel chronologique utilisé initialement (Delmas et al., 2008) était la courbe GRIP car la nomenclature *INTIMATE event stratigraphy* alors disponible était fondée sur cette courbe (Björck et al., 1998; Walker et al., 1999; Lowe et al., 2001; Johnsen et al., 2001). La courbe North GRIP offre maintenant un référentiel chronologique plus précis. C'est sur cette courbe isotopique que repose la dernière version de la nomenclature *INTIMATE* (Lowe et al., 2008). Les datations associées à ce référentiel chronologique sont données en b2 ka (b2 ky : *before 2000 years*, Lowe et al., 2008).

Les corrélations avec ce référentiel isotopique global sont conduites en fonction des critères suivants :

- Sur cordons morainiques, les âges les plus anciens sont considérés comme les plus fiables (Putkonen & Swanson, 2003 ; cf. section 2.3.3 du chapitre 4).

- Les données ^{10}Be obtenus sur moraine sont corrélés aux stades notés GS (*Glacial Stadial*) de la nomenclature *INTIMATE* car *in fine* c'est l'âge du stade de progression-stationnement qui a façonné la construction morainique échantillonnée qui nous intéresse.

- Les âges ^{10}Be obtenus sur polis sont corrélés aux stades notés GI (*Interglacial Stadial*) de la nomenclature *INTIMATE* car *in fine* c'est l'âge de la déglaciation du verrou qui nous intéresse.

* Une forte cohérence interne des âges ^{10}Be

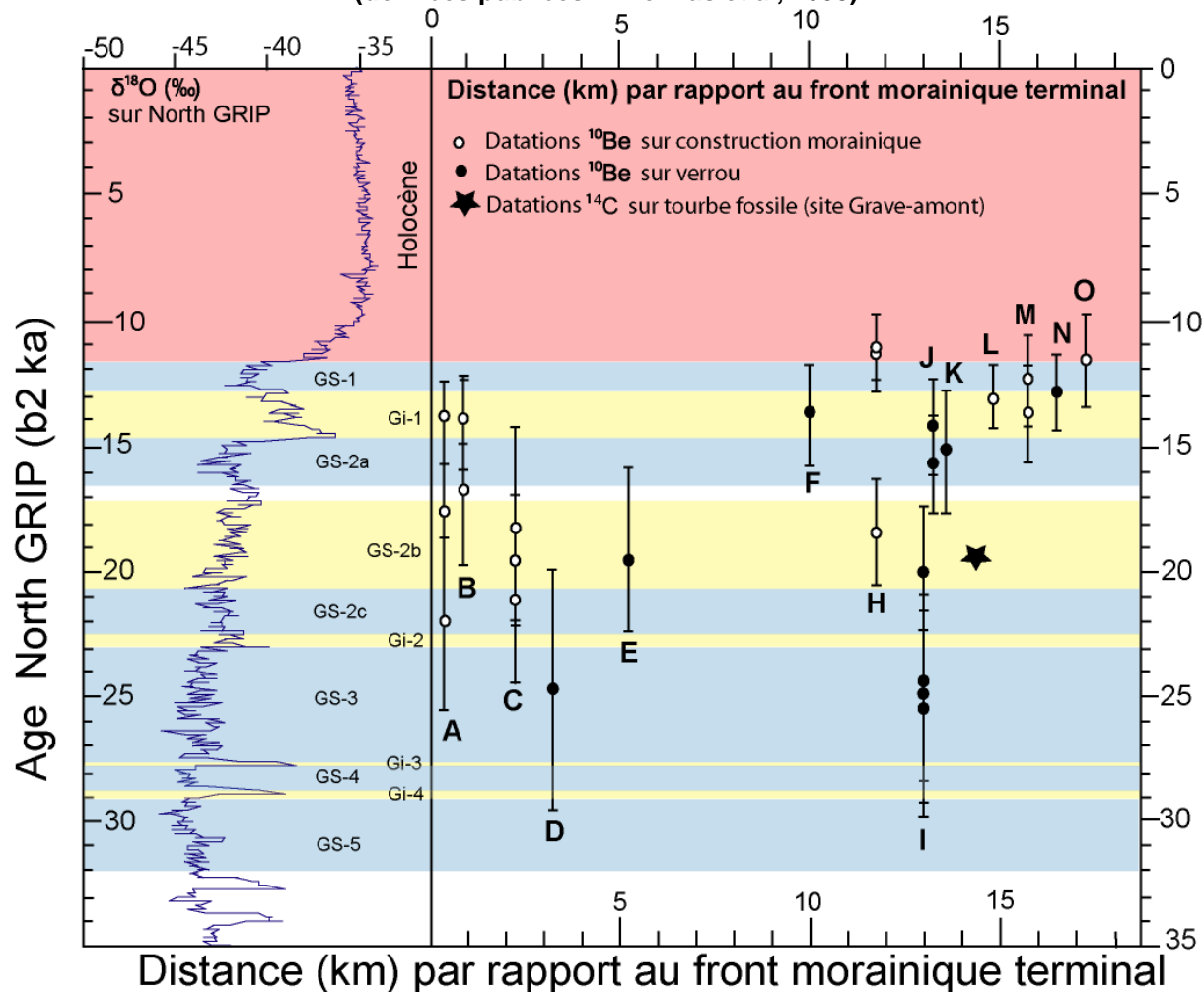
Si on ne regarde que les données ^{10}Be , on note une forte cohérence interne des résultats, avec des âges ^{10}Be sensiblement plus récents sur les sites amont que sur les sites aval. En fait, seul le site I sort réellement du *trend* et donne, même en tenant compte des

Tabl. 6.1 : Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues sur la marge sud-est du massif du Carlit

Site		Echantillon		Position		Altitude	Taux de production	[¹⁰ Be]	Temps d'exposition apparent	
Stades d'engl.	N°		Type de surface	Latitude	Longitude	(m)	(atome/g/an)	*10 ⁵ (atome/g)	*10 ³ (an)	
MEG Würm	Têt A	A1	Py04-16	Bloc sur cordon	42°30'32"	2°05'47"	1711	16,95	2,41 ± 0,26	13,9 ± 1,5
		A2	Py04-17	Bloc sur cordon	42°30'31"	2°05'37"	1700	16,82	3,02 ± 0,65	17,7 ± 3,8
		A3	Py04-18	Bloc sur cordon	42°30'30"	2°05'28"	1700	16,82	3,73 ± 0,61	22 ± 3,6
	Têt B	B1	Py04-28	Bloc sur cordon	42°30'47"	2°05'38"	1670	16,45	2,79 ± 0,47	16,8 ± 2,8
		B2	Py04-29	Bloc sur cordon	42°30'48"	2°05'41"	1670	16,45	2,34 ± 0,32	14 ± 1,9
		B3	Py04-30	Bloc sur cordon	42°30'48"	2°05'43"	1670	16,33	2,33 ± 0,29	14 ± 1,8
Borde	Têt C	C1	Py04-13	Bloc sur cordon	42°31'36"	2°05'19"	1655	16,28	3,19 ± 0,41	19,4 ± 2,5
		C2	Py04-14	Bloc sur cordon	42°31'32"	2°05'21"	1655	16,28	3,01 ± 0,065	18,1 ± 3,9
		C3	Py04-15	Bloc sur cordon	42°31'43"	2°05'17"	1655	16,28	3,47 ± 0,51	21,1 ± 3,1
	Têt D	D1	Py04-12	Sommet verrou	42°31'54"	2°04'38"	1680	16,59	4,12 ± 0,8	24,7 ± 4,8
	Têt E	E1	Py04-11	Sommet verrou	42°32'29"	2°03'27"	1750	17,87	3,42 ± 0,59	19 ± 3,3
		E2	Py05-21	Paroi verrou	42°32'29"	2°03'27"	1740	13,89	9,98 ± 0,97	73,2 ± 7,1
Post-Borde Axe auge Grave	Têt F	F1	Py04-10	Sommet verrou	42°33'41"	2°00'28"	2085	21,85	3,07 ± 0,4	13,8 ± 1,9
	Têt G	G1	Py04-09	Sommet verrou	42°33'32"	2°00'23"	2010			Pas de résultat
		G2	Py05-24	Paroi verrou	42°33'27"	1°59'38"	1995	21,21	7,37 ± 0,9	35 ± 4,3
	Têt L	L1	Py04-42	Bloc sur cordon	42°35'39"	1°57'45"	2180	21,97	2,9 ± 0,28	13 ± 1,2
	Têt M	M1	Py04-37	Bloc sur cordon	42°35'52"	1°57'41"	2150	21,5	2,67 ± 0,4	12,3 ± 1,8
		M2	Py04-38	Bloc sur cordon	42°35'52"	1°57'34"	2150	21,27	2,92 ± 0,4	13,6 ± 1,9
	Têt N	N	Py04-41	Sommet verrou	42°36'03"	1°57'18"	2170	21,27	2,84 ± 0,36	12,8 ± 1,6
	Têt O	O1	Py04-39	Bloc sur cordon	42°36'09"	1°57'14"	2160			Pas de résultat
		O2	Py04-40	Bloc sur cordon	42°36'09"	1°57'17"	2160	21,67	2,53 ± 0,39	11,6 ± 1,8
	Têt P	P1	Py05-17	Paroi verrou	42°36'39"	1°57'6"	2380	13,65	2,36 ± 0,38	17,4 ± 2,8
		P2	Py05-18	Paroi verrou	42°36'39"	1°57'6"	2380	13,68	2,23 ± 0,27	16,4 ± 2
		P3	Py05-19	Sommet verrou	42°36'39"	1°57'6"	2380	24,86	2,81 ± 0,63	11,3 ± 2,5
		P4	Py05-20	Paroi verrou	42°36'39"	1°57'6"	2380	26,24	6,37 ± 0,33	24,4 ± 1,3
Post-Borde plateau des étangs	Têt H	H1	Py04-01	Bloc sur cordon	42°33'46"	1°58'21"	2180	23,63	2,66 ± 0,31	11 ± 1,3
		H2	Py04-02	Bloc sur cordon	42°33'49"	1°58'21"	2180	23,63	4,42 ± 0,54	18,4 ± 2,3
		H3	Py04-03	Bloc sur cordon	42°33'41"	1°58'26"	2170	23,47	2,7 ± 0,39	11,3 ± 1,6
	Têt I	I1	Py04-04	Sommet verrou	42°34'22"	1°57'55"	2260	23,45	6,01 ± 0,1	25,6 ± 4,3
		I1bis	Py04-04HF4	Sommet verrou	42°34'22"	1°57'55"	2260	23,45	5,92 ± 0,98	25 ± 4,1
		I2	Py04-05	Sommet verrou	42°34'19"	1°57'50"	2270	23,61	5,8 ± 0,87	24,6 ± 3,7
		I3	Py05-22	Paroi verrou	42°34'23"	1°57'57"	2260	23,98	4,76 ± 0,65	20 ± 2,7
		I4	Py05-23	Paroi verrou	42°34'18"	1°57'54"	2260			Pas de résultat
	Têt J	J1	Py04-06	Sommet verrou	42°34'19"	1°57'30"	2350	24,88	3,53 ± 0,48	14,1 ± 1,9
		J2	Py04-07	Sommet verrou	42°34'14"	1°57'27"	2385	25,40	3,81 ± 0,46	15,6 ± 1,9
	Têt K	K1	Pv04-08	Sommet verrou	42°33'38"	1°56'41"	2410	25,39	3,69 ± 0,59	15,1 ± 2,4

* I1 et I1 bis correspondent à deux datations différentes réalisées sur le même échantillon. Les lignes en grisé correspondent aux données encore inédites. Rappelons que toutes ces données ont été établies sur la base d'une demi-vie de $(1,36 \pm 0,07) \cdot 10^6$ et un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $(2,79 \pm 0,03) \cdot 10^{-11}$ (Nishiizumi et al., 2007). Le taux de production est calculé d'après stone (2000) avec un P_{SLHL} de 4.5 at/g/an.

Fig. 6.3 : Proposition de corrélation entre la série de datations obtenues sur la marge sud-est du Carlit et un calendrier isotopique global (données publiées in Delmas et al, 2008)



barres d'erreur, des âges sensiblement plus vieux que ceux obtenus immédiatement en aval, sur les autres sites d'échantillonnage. Par conséquent, ce site sur verrou peut être suspecté de vieillissement, un vieillissement probablement lié à l'existence d'un héritage d'exposition. Le verrou D montre, lui aussi, un certain décalage chronologique par rapport aux échantillons voisins mais, si on prend en compte les barres d'erreur, ce résultat reste compatible avec l'ensemble de la série de données ^{10}Be .

*** Chronologie du cycle glaciaire würmien sur la base de cette série de données ^{10}Be**

Si on se fonde exclusivement sur les données ^{10}Be et que l'on applique la grille de lecture exposée ci-dessus, voici la chronologie du cycle glaciaire würmien qui peut être proposée :

-Le MEG Würm est contemporain du MIS 2 et du LGM des hautes latitudes. Il pourrait correspondre aussi au stade GS-3 identifié par les chercheurs du groupe INTIMATE sur *North GRIP*.

-La déglaciation post-maximum est interrompue vers 21-23 b2 ka (stade GS-2c de la nomenclature INTIMATE, *North GRIP*) par le stade progression-stationnement qui

édifie le complexe morainique de Borde, 3 km en arrière du vallum MEG Würm de Mont-Louis.

-Après ce bref épisode de progression-stationnement, la déglaciation se poursuit à un rythme sensiblement plus rapide sur le plateau des étangs que dans l'axe de l'auge de la Têt et son prolongement amont, l'auge de la Grave. En effet, sur le plateau des étangs, au cours du stade GS-2c, ou plus probablement du stade GS-2a, la glace dessine un lobe d'ampleur limitée au débouché des cirques de la Coma dels Forats et des Sobirans et construit le cordon morainique frontal et latéral de l'étang Llat (site H). Les âges ^{10}Be des verrous J et K indiquent que ce lobe de glace se retire dans les cirques des Forats et des Sobirans au cours de l'interstade Allerød (GI-1). Dans l'axe de la Têt en revanche, un glacier de vallée de 8 km de long au moins persiste jusque vers 13-14 b2 ka, moment où la glace se retire en amont du verrou de Bones Hores (site F). Le caractère très rapproché des âges obtenus sur les sites L, M, N et O suggère que la déglaciation de l'auge de la Grave se produit à un rythme extrêmement rapide au cours de l'interstade Allerød. L'âge à $11,6 \pm 1,8$ ka sur la moraine site O pourrait indiquer le retour au Dryas récent (GS-1) d'un glacier dans les cirques de fond d'auge.

1.3- Discussions

** Concernant l'âge du MEG Würm*

Les données ^{10}Be du bassin de la Têt indiquent un MEG Würm sensiblement plus récent que celui identifié par ^{14}C sur les bassins glaciaires de l'Ossau, du Gave de Pau et de la Garonne et, par OSL, sur les bassins glaciaires du Gállego et du Cinca (Mardones & Jalut, 1983 ; Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988 ; Andrieu, 1991 ; Jalut et al., 1992 ; Sancho et al., 2003 ; Peña et al., 2004 ; Sancho et al., 2004, Lewis et al., 2009). En revanche, ces données coïncident avec les résultats obtenus par ^{14}C et par ^{10}Be en Noguera Ribagorçana (Vilaplana, 1983 ; Vilaplana et al., 1989 ; Bordonau et al., 1993 ; Pallas et al., 2006). En ce sens, elles contribuent à relancer le débat sur le caractère synchrone ou asynchrone du MEG Würm pyrénéen par rapport au calendrier isotopique global. Cependant, plutôt que tenter une extrapolation des données obtenues sur le Carlit à l'ensemble de la chaîne et, finalement, opposer des schémas chronologiques issus de méthodes de datation différentes (cf. Chapitre 3), nous envisageons ici que les bassins glaciaires situés sur la façade méditerranéenne de la chaîne (marge sud-est du massif du Carlit mais aussi le Carol et les nombreux glaciers de cirque situés sur les massifs les plus méridionaux et orientaux du domaine d'étude) ont été, en raison de leur taille nettement plus réduite mais aussi en raison de certaines caractéristiques topographiques du bassin glaciaire (cf. section suivante), sensiblement plus réactifs que les grands émissaires de la façade septentrionale de la chaîne et, finalement, ont pu relever d'une chronologie würmienne différente de celle enregistrée dans les Pyrénées centrales et occidentales (Delmas et al., 2008). Il est en effet très probable que le coup de froid contemporain du MIS 2 et du LGM ait généré une expansion glaciaire suffisante pour que les paléoenlacements de la marge sud-est du massif du Carlit retrouvent l'emprise spatiale atteinte lors de stades würmiens antérieurs (MIS 4, MIS 5b et 5d). Cela pourrait d'ailleurs expliquer l'étonnante disproportion du volume morainique würmien accumulé dans les complexes terminaux (vallum du Galbe, de Vallsera-Lladure, de Mont-Louis et d'Angoustrine) par rapport à celui déposé dans les complexes morainiques de retrait (Borde, Bouillouses-aval, Bones Hores, etc... ; Fig. 6.2). En effet, il est très probable que les complexes terminaux du Carlit cumulent en fait les apports sédimentaires produits au cours de plusieurs stades de progression würmiens (MIS 4, MIS 5b et 5d).

*** Concernant la déglaciation Allerød de l'auge de la Têt**

L'ampleur et la rapidité de la déglaciation Allerød observée dans l'axe de l'auge Grave-Têt (cf. sites F, L, M, N et O) et sur le plateau des Etangs (sites J et K) sont tout à fait conformes aux données paléoenvironnementales obtenues dans l'est des Pyrénées. En effet, une étude fondée sur la recherche de stomates de *pinus uncinata* dans quatre sites du versant nord des Pyrénées orientales (Freychinèdes, 1350 m ; la Restanque, 1640 m ; le Laurenti, 1860 m ; le Gourg Nègre, 2080 m) a permis de mettre en évidence les variations tardiglaciaires de la limite supérieure des forêts (Reille & Andrieu, 1993). Immédiatement au nord du Carlit, la limite supérieure de la forêt se tient à l'Allerød entre 1640 m (La Restanque) et 1860 m (Le Laurenti) et vers 1350 m d'altitude au Dryas récent à Freychinèdes. Les sondages palynologiques réalisés dans le paléolac du Racou (Carlit) montrent, quant à eux, une limite supérieure des forêts vers 2200 m d'altitude (soit la LSF actuelle), dès le début de l'Holocène vers 11-12 ka cal. BP (Guiter et al., 2005). Si on transpose au massif du Carlit le dénivelé observé actuellement dans les Pyrénées centrales entre la limite supérieure des forêts (2200 m) et la ligne d'équilibre glaciaire potentielle (3200 m minimum¹), les données palynologiques présentées ci-dessus permettent d'envisager, conformément aux données ¹⁰Be obtenues sur les sites F, L, M, N, et O de l'auge de la Grave et les sites J et K du plateau des étangs, une déglaciation *quasi* généralisée de la marge sud-est du massif du Carlit au cours de l'Allerød. Le retour de glaciers de cirques au Dryas récent ne peut cependant s'envisager que dans les cirques suffisamment élevés et/ou bénéficiant de condition d'enneigement suffisantes pour que des plaques de glaces aient survécues au réchauffement allerød.

*** Un schéma de déglaciation plus complexe si on intègre les données ¹⁴C de la Grave**

La chronologie de la déglaciation post-MEG-Würm, voire post-GS-2c, envisagée sur la base des données ¹⁰Be s'avère plus complexe si on intègre les données ¹⁴C du site Grave-amont (Delmas, 2005, cf. section 2.3.2 du chapitre 5). En effet, les trois âges radiocarbone autour de 20 ka cal. BP obtenus sur une tourbière fossile située à 2150 m d'altitude au débouché immédiat des cirques obligent à envisager une déglaciation post-GS-2c beaucoup plus ample et plus rapide que celle saisie sur la seule base des données ¹⁰Be. Or, ces datations ¹⁴C sont reconnues très fiables (Pallas et al., 2006), étant donnée la nature des matériaux datés. Les datations ont été réalisées sur des lits de sphaigne fossilisés en place et, par conséquent, ne souffrent pas d'un risque de vieillissement par remaniement de matière organique issue de sédiments plus anciens. Les lits de sphaigne ont été soigneusement lavés afin d'éliminer l'essentiel des vases minérales et de réaliser la mesure ¹⁴C uniquement sur la fibre végétale. Par ailleurs, une analyse diffractométrique a montré l'absence totale de carbonate et de graphite minéral dans le sédiment tourbeux. Cette analyse a permis d'éliminer tout risque de vieillissement par effet « eau dure » ou effet « *old carbon* ». En fait, seul ce dernier était susceptible d'exister en raison de la présence, dans le bassin de la Grave, de schistes graphiteux datés de l'Ordovicien. On peut donc considérer ces âges radiocarbone comme très fiables et admettre que la glace s'est retirée dans les cirques les plus élevés du massif dès l'interstade GS-2b de la nomenclature INTIMATE. Notons que, sur INTIMATE North GRIP, le stade GS-2b débute à 20,9 b2 ka (*before 2000 ans*) et se termine vers 17,5 b2 ka (Lowe et al., 2008). Cet interstade situé à la charnière entre le Pléniglaciaire supérieur et le Tardiglaciaire semble s'être traduit en Europe occidentale par un changement écologique majeur (Schoeneich, 2003). Il correspond d'ailleurs au moment où apparaissent les premières

¹ Absence de glaciers actuels sur la Pica d'Estats, 3143 m, plus à l'ouest, sur le versant ariégeois plus frais et exposé aux flux humides de NW. Il existe néanmoins un petit glacier régénéré plus à l'ouest encore sur la face nord du Mont Vallier, 2838 m.

traces de peuplement magdalénien dans les Alpes du Nord (Bintz & Evin, 2002). En basse Cerdagne, le site magdalénien inférieur de Montlléu, à 1130 m, (Mangado et al., 2004 ; Sacchi & Langlais, 2005) a fourni deux dates ^{14}C AMS sur charbon et sur os à $15\,550 \pm 140$ BP (19 082 à 18 688 cal. BP¹) et à $15\,440 \pm 80$ BP (18 951 à 18 691 cal. BP¹). Le matériel lithique et malacologique retrouvé sur ce site montre que des groupes de chasseurs se déplaçaient depuis le piémont de l'Ebre jusqu'en Languedoc, *via* la Cerdagne et le Conflent, dès l'interstade GS-2b.

-Une déglaciation aussi précoce est-elle compatible avec un MEG Würm récent ?

Un MEG Würm récent, autour de 24-27 b2 ka (stade GS-3), est-il compatible avec une déglaciation très avancée du massif du Carlit dès l'interstade GS-2b ? Cela semble tout à fait envisageable compte tenu de la taille relativement réduite du bassin glaciaire et donc du caractère très réactif des paléoenglacements aux changements climatiques. De plus, la présence de vastes topographies planes entre 2100 et 2300 m d'altitude, c'est-à-dire seulement quelques centaines de mètres au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) au MEG Würm, explique qu'une faible élévation de la LEG ait pu générer une réduction drastique de la zone d'accumulation et un déséquilibre majeur du bilan de masse, déséquilibre responsable d'une véritable débâcle de glace au cours de l'interstade GS-2b et, au contraire, responsable d'une reconstitution extrêmement rapide de l'emprise MEG Würm lors du MIS 2. Enfin, la disparition en quelques millénaires, ou peut-être seulement quelques siècles, de l'emprise spatiale MEG Würm (Fig. 5.49-A) ou Borde (Fig. 5.49-B), n'est pas contradictoire avec la présence de 3 à 4 stades de déglaciation en arrière des complexes morainiques terminaux (cf. section 2. du chapitre 5). Les moraines édifiées parfois en quelques décennies au cours du Petit Age de Glace, moraines dont la taille est d'ailleurs très proche de celles construites en position de retrait sur la marge sud-est du massif du Carlit (une dizaine de mètres de hauteur au maximum), en fournissent la preuve.

Ajoutons qu'une déglaciation aussi rapide mais beaucoup plus ample encore a été identifiée dans les Alpes où le MEG Würm sur le glacier du Rhône a été daté par ^{10}Be à 21 ka (Ivy-Ochs et al., 2004) et où les moraines du stade de Gschnitz, qui sont situées dans plusieurs vallées des Alpes suisses et autrichiennes une centaine de kilomètres en amont du MEG Würm, ont été corrélées à l'évènement de Heinrich 1 (soit le Dryas ancien, GS-2a) sur la base de datations par le cosmonucléide ^{10}Be (Ivy-Ochs et al., 2005, 2006). Ce stade de progression-stationnement serait donc consécutif à une déglaciation majeure des vallées alpines contemporaine de l'interstade GS-2b (Schoeneich, 2003).

-Les datations par les cosmonucléides ^{10}Be et ^{14}C obtenues sur le bassin de la Têt sont-elles compatibles entre elles ?

Une déglaciation généralisée de la haute vallée de la Grave, et donc de la plupart des cirques de la marge sud-est du Carlit au cours de l'interstade GS-2b, reste compatible avec les âges ^{10}Be Allerød et Dryas ancien obtenues sur les sites F, L, M, N et O dans l'axe de l'auge Têt-Grave et les sites H, J, K du plateau des étangs si on envisage une récurrence glaciaire relativement importante au Dryas ancien (GS-2a, soit l'équivalent du stade de Gschnitz). Si on s'en tient aux informations fournies par les données ^{10}Be , cette récurrence s'est avancée

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier *North GRIP INTIMATE* (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

sur 8 km au moins dans l'axe de la Têt, et a peut-être construit le complexe morainique de Bones Hores, avant de se retirer à un rythme accéléré au cours du réchauffement allerød (cf. section supra). Sur le plateau des étangs, ce néoenglacement post-GS-2b recouvre les verrous du site I, datés par ^{10}Be à ~ 25 ka, sans toutefois les éroder suffisamment pour remettre à zéro le compteur ^{10}Be . Au Dryas ancien (stade GS-a), il construit la moraine Llat (site H daté par ^{10}Be à $18,4 \pm 2,3$ ka) avant de se retirer à l'Allerød et de déglacer les verrous J et K.

Si une telle chronologie est tout à fait envisageable sur le plateau des étangs, l'hypothèse d'un néoenglacement Dryas ancien plurikilométrique dans l'axe de l'auge Grave-Têt est difficilement compatible avec la stratigraphie de la séquence Grave-amont. En effet, cette hypothèse suppose qu'une langue de glace de plus de 100 m d'épaisseur est passée sur la tourbière Grave-amont ; or, la coupe ne montre ni trace de compactage de la tourbe, ni trace de till entre la séquence tourbeuse et la séquence détritique sus-jacente. Par conséquent, il est très probable que le front du néoenglacement post-GS-2b ne se soit pas avancé au-delà de la tourbière datée et que les âges ^{10}Be des sites F et L sont erronés pour cause d'exhumation tardive du verrou F et de déchaussement tardif du bloc de la matrice morainique sur le cordon latéral (site L). Or, ce scénario est très plausible car le bloc échantillonné sur la moraine L est de taille assez modeste (1 à 2 m de grand axe) et le verrou F correspond à la zone d'enracinement de la volumineuse moraine de Bones Hores.

1.4- Les problèmes qui restent à résoudre

1.4.1- Concernant la chronologie tardiglaciaire des cirques de la Grave-amont

La séquence détritique d'abord lacustre puis sableuse et torrentielle qui surmonte la tourbière datée permet, quant à elle, de reconstituer après 20 ka cal. BP (i) un lac temporaire de très petite taille (1,3 m de profondeur au maximum) manifestement barré par le cône de déjection torrentiel issu du versant de rive droite et situé immédiatement en aval du site. (ii) Ce paléolac est rapidement colmaté par les sédiments proglaciaires qui sont topographiquement raccordés au cordon morainique situé une centaine de mètres amont du site Grave-amont (site M, Fig. 5.61). Ce cordon morainique correspond vraisemblablement au front du néoenglacement post-GS-2b. Les datations ^{10}Be obtenues sur ce cordon morainique (site M) donnent des marges d'erreur trop larges pour trancher entre le Dryas ancien et le Dryas récent. Un âge fiable sur le niveau lacustre de la séquence détritique Grave-amont aurait permis de trancher mais la datation ^{14}C sur culot de pollen dont nous disposons donne un âge beaucoup trop jeune pour être retenu. Le résultat indique un âge Holocène (7365 à 7212 cal. BP¹), ce qui est totalement incompatible avec les nombreuses données paléoenvironnementales locales et régionales (Reille & Andrieu, 1993 ; Guiter, 2005). Cet âge holocène s'explique probablement par la présence de radicules modernes dans le culot de pollen daté, ce dernier n'ayant pas fait l'objet d'une sélection préalable des pollens conformément à la méthode Brown (Brown, 1989 ; Long et al, 1992 ; Mensing, 1999). La chronologie tardiglaciaire des cirques de la Grave reste donc incertaine. Les données paléoenvironnementales évoquées *supra* nous ont conduit à situer plutôt dans le Dryas ancien ce néoenglacement post-GS-2b, ce qui permet en outre, si on raisonne à l'échelle de la marge sud-est du massif du Carlit, de dater du Dryas récent les glaciers rocheux qui encombrant la plupart des planchers de cirques. Mais, il est tout à fait envisageable que la chronologie des

¹Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

formations à blocs des cirques (tills du stade des cirques et glaciers rocheux) diffère d'un cirque à l'autre au sein même de la marge sud-est du massif du Carlit et que des glaciers de cirque se soient maintenus, ponctuellement, au Dryas récent dans les cirques les plus élevés et/ou les plus enneigés du massif.

1.4.2- Concernant l'interprétation globale de la série de datations ^{10}Be

La lecture des données ^{10}Be proposée ci-dessus et publiée en 2008 (cf. Annexe A) repose en premier lieu sur la très forte cohérence interne des données ^{10}Be et le caractère décroissant de l'aval vers l'amont de la série de datations. Ces critères d'analyse nous ont conduit à soupçonner l'existence d'un héritage d'exposition sur les verrous I et D et, implicitement, à accepter les âges Würm récent obtenus sur les blocs associés au MEG Würm et aux stades de déglaciation ultérieurs. Or, compte tenu du fait que ces deux types de surfaces rocheuses (polis sur verrous et blocs sur cordons morainiques) présentent autant un risque de rajeunissement que de vieillissement, le choix entre telle option de datation plutôt que telle autre peut paraître arbitraire. Pourquoi rejeter les âges anciens sur verrous plutôt que les âges récents sur blocs ? Afin de lever ce type d'incertitude, un échantillonnage complémentaire, à finalité essentiellement méthodologique, a été conduit sur la marge sud-est du Carlit.

1.5- Un échantillonnage ^{10}Be à finalité méthodologique

1.5.1- Une stratégie d'échantillonnage originale

Cet échantillonnage à finalité méthodologique concerne exclusivement des sites sur verrous. Il a été élaboré afin de limiter les risques de vieillissement par héritage et de rajeunissement par exhumation tardive de poli. Les quatre sites témoins de la marge sud-est du massif du Carlit ont fait l'objet de prélèvements sur deux types de surfaces rocheuses (cf. Tabl. 4.2 et section 2.3.3 du chapitre 4) : (i) des surfaces polies localisées sur la partie sommitale du verrou, (ii) des surfaces polies localisées sur les parois de la bosse rocheuse et associées à des traces d'écaillage par *quarrying*. Ce deuxième type de surface rocheuse semble n'avoir jamais fait l'objet d'un échantillonnage à finalité chronologique car, dans la plupart des travaux publiés, la recherche de conditions optimales d'écrantage prime, en général, sur la recherche de surfaces rocheuses aptes à limiter les « **risques géomorphologiques** » (vieillissement par héritage d'exposition ou rajeunissement par exhumation tardive de till). Or, les **surfaces polies en position de paroi de verrou et associées à des traces d'écaillage par *quarrying*** présentent plusieurs avantages :

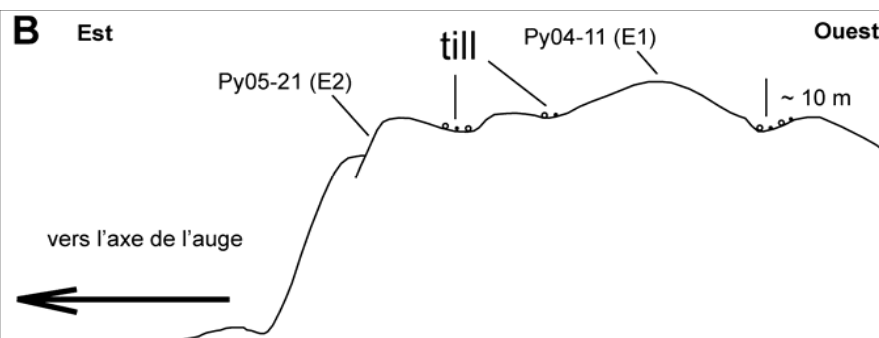
- (i) le risque de rajeunissement par exhumation tardive de till est à l'évidence moins important sur ces surfaces rocheuses en pente que sur des surfaces sub-horizontales situées sur la partie sommitale du verrou.
- (ii) Le risque de vieillissement par héritage paraît *a priori* moins important sur une surface ravivée par *quarrying* que sur une surface ravivée par polissage sous-glaciaire car, dans le cas du *quarrying*, on a la certitude qu'une tranche de roche au minimum métrique a été prélevée en contexte sous-glaciaire alors qu'on ne sait pas, *a priori*, si la tranche érodée par polissage au cours du dernier cycle glaciaire a été suffisamment épaisse pour enlever toute trace d'héritage d'exposition.
- (iii) Le prélèvement de surfaces polies permet en outre d'éviter de confondre les traces d'écaillage liées au *quarrying* sous-glaciaire et celles liées à la détente post-glaciaire. Cela permet aussi de garantir un taux d'érosion nul depuis la déglaciation de la surface.



Fig. 6.4 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site E du bassin de la Têt

A – Surface rocheuse en position de paroi latérale (Têt E2, Py05-02), Surface datée par ^{10}Be à $73,2 \pm 7,1$ ka.

B – Transect perpendiculaire à l'axe de l'auge. L'hypothèse d'un placage de till durable (une dizaine de millénaires au moins) sur la surface E1 (Py04-11) suppose l'existence d'une nappe de tills d'une dizaine de mètres d'épaisseur après la déglaciation.



C – La paroi est du verrou E, vue vers le nord. Noter l'écaillage, probablement par *quarrying* sous-glaciaire, de la paroi est du verrou.

D – Sommet de la bosse rocheuse et position de la surface E1 (Py04-11) datée par ^{10}Be à $19 \pm 3,3$ ka. Noter au premier plan le sillon d'érosion qui accidente le sommet de la bosse rocheuse

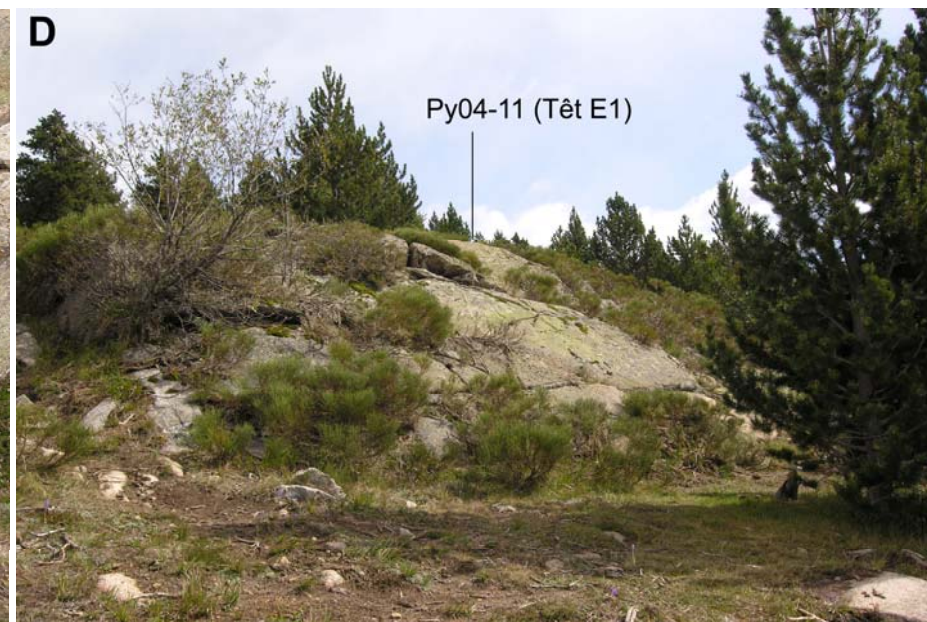
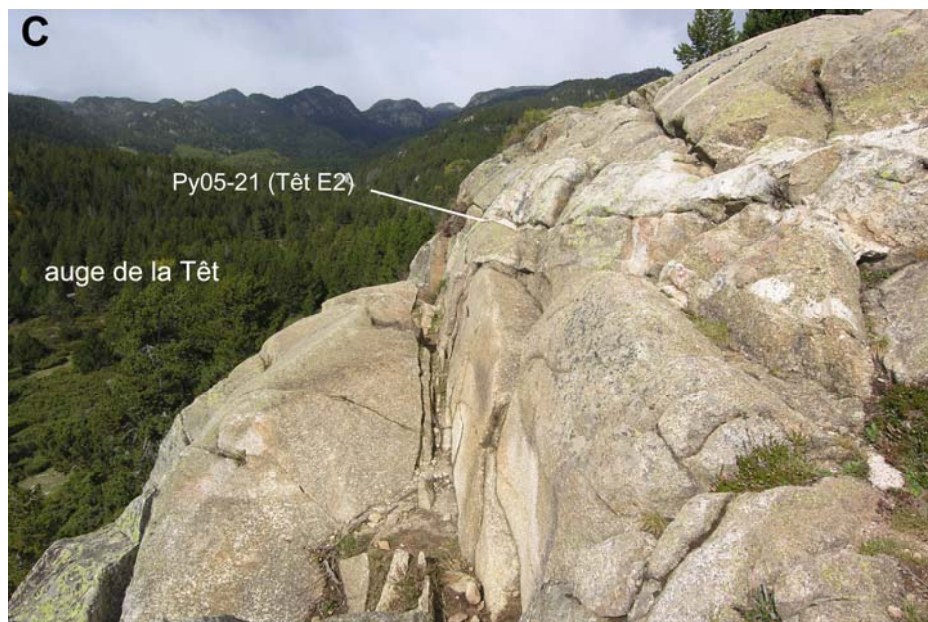
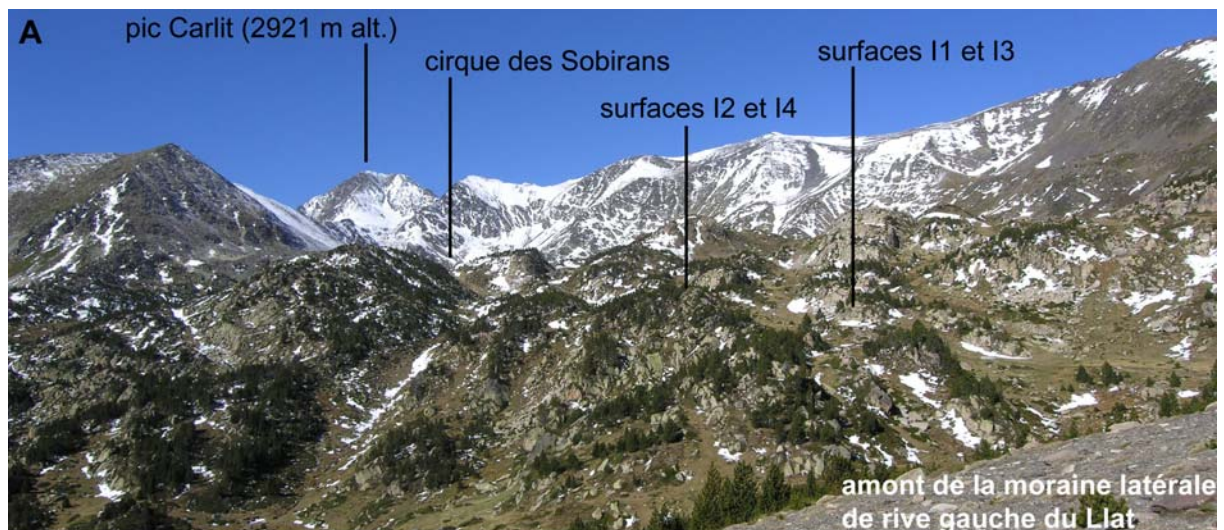
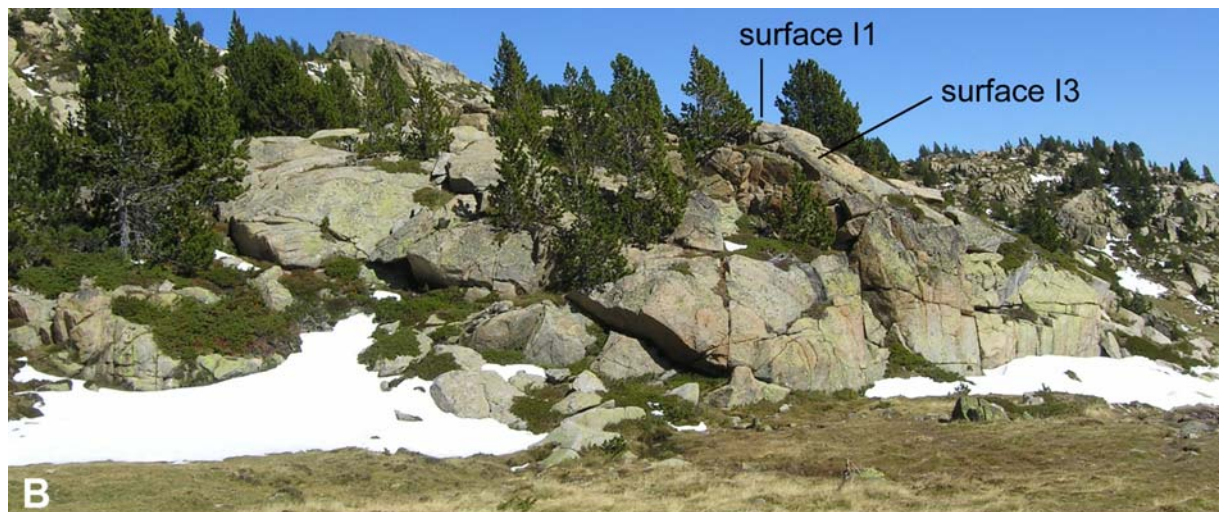


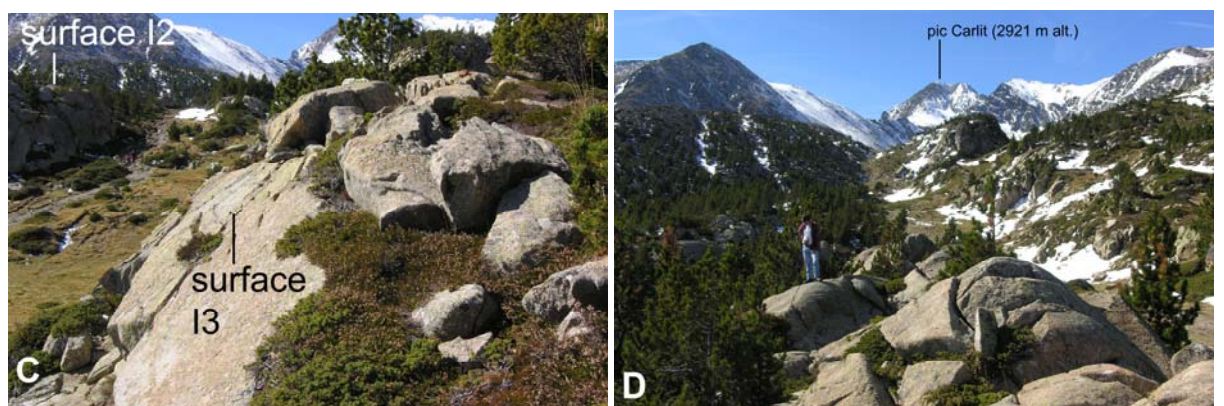
Fig. 6.5 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site I



A – Localisation des 4 prélèvements du site I. Noter la situation au débouché du cirque des Sobirans (cf. Fig. 5.59-A).



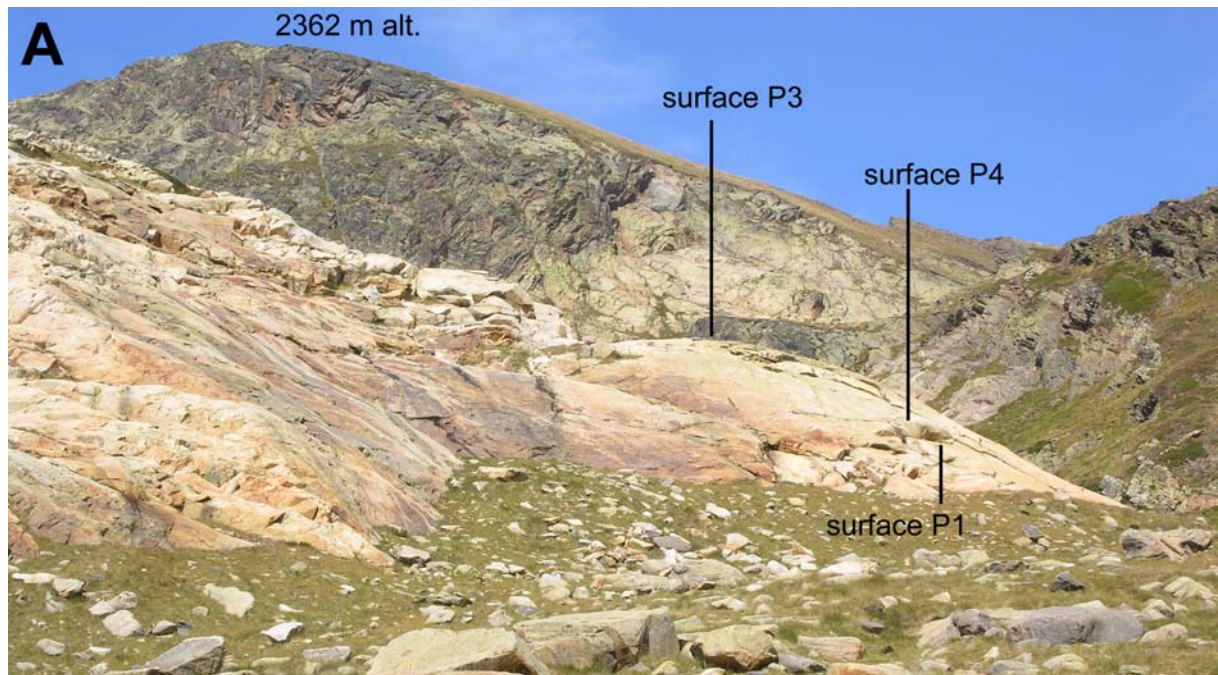
B – Bosse rocheuse datée par ^{10}Be à $25,6 \pm 4,3$ ka (Têt I1, Py04-04) et à $25 \pm 4,1$ ka (Têt I1bis, Py04-04HF4) en position sommitale et à $20 \pm 2,7$ ka (Têt I3, Py05-22) sur la paroi aval du verrou.



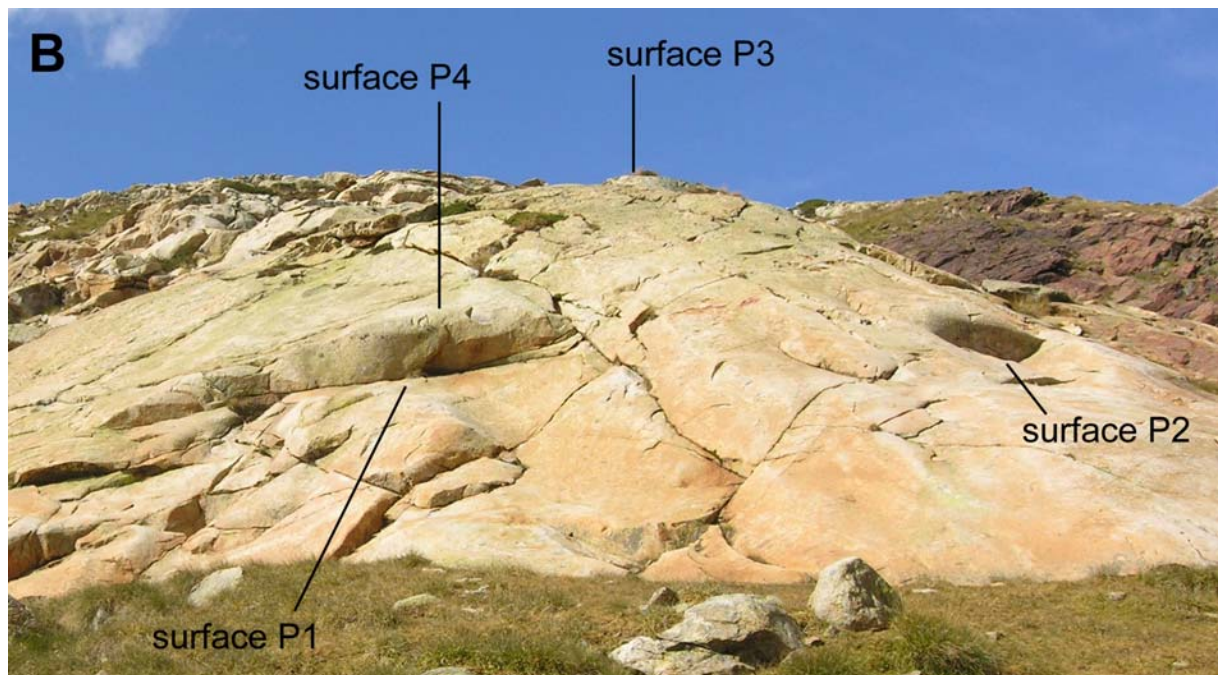
C – Au premier plan, détail de la surface Têt I3 datée par ^{10}Be à $20 \pm 2,7$ ka (Py05-22). En arrière plan, la bosse rocheuse associée aux surfaces Têt I2 (Py04-05), en position sommitale, et Têt I4 (Py05-23), sur la paroi aval du verrou.

D – Le personnage localise la position de la surface I2 (Py04-05) datée par ^{10}Be à $24,6 \pm 3,7$ ka.

Fig. 6.6 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site P



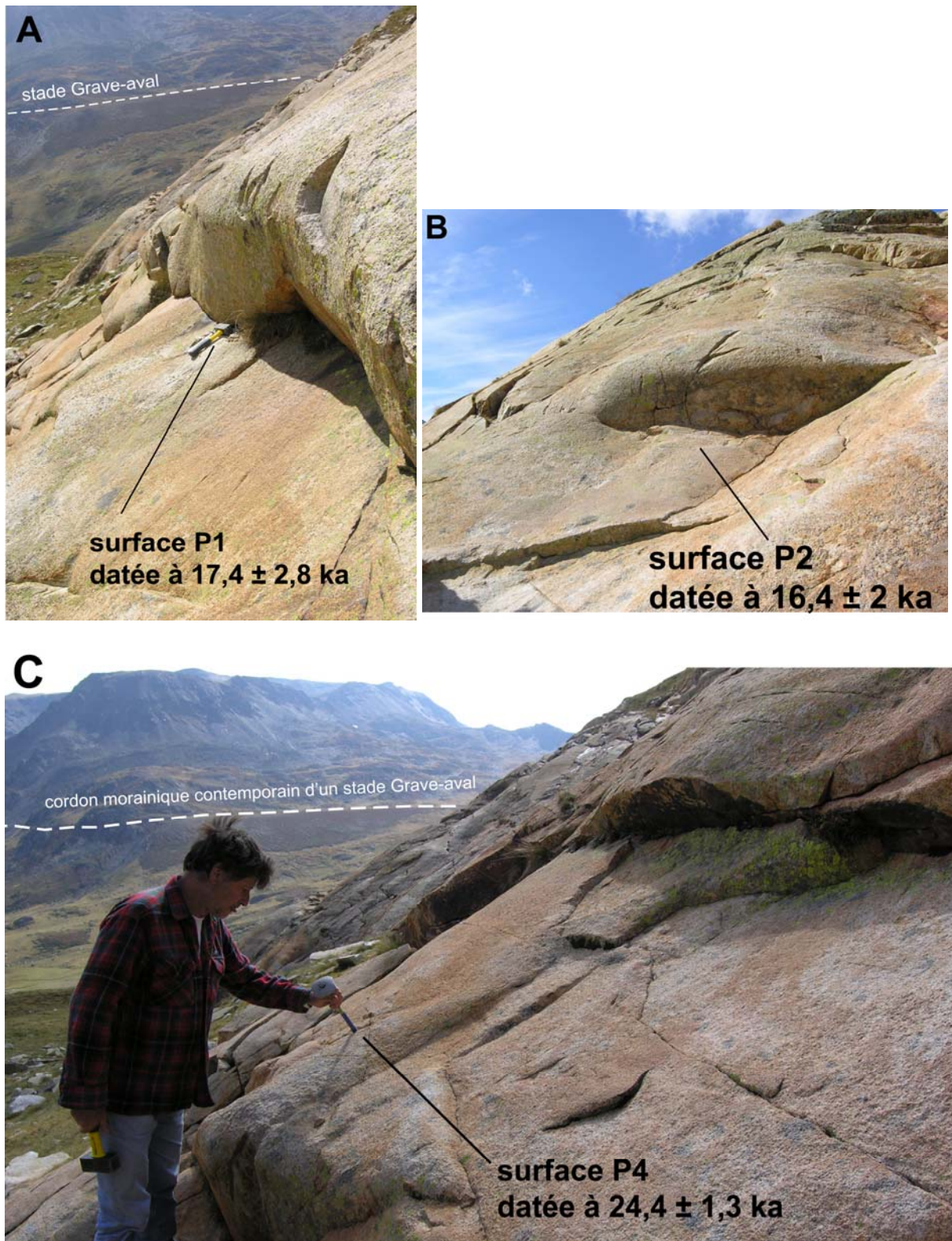
A – Le verrou P se localise au débouché d'un cirque dont le plancher se tient entre 2400 et 2450 m d'altitude. Les crêtes qui dominent ce cirque se tiennent vers 2630 m d'altitude.



B – Position des quatre échantillons prélevés sur le verrou P.

Têt P1 (Py05-17) : surface polie associée à une trace d'écaillage par quarrying.
 Surface datée à $17,4 \pm 2,8$ ka
 Têt P2 (Py05-18) : surface polie associée à une trace d'écaillage par quarrying.
 Surface datée à $16,4 \pm 2$ ka
 Têt P3 (Py05-19) : surface polie située au sommet de la bosse rocheuse.
 Surface datée à $11,3 \pm 2,5$ ka
 Têt P4 (Py05-20) : surface polie associée à une trace d'écaillage par quarrying.
 Surface datée à $24,4 \pm 1,3$ ka

**Fig. 6.7 : Les surfaces rocheuses en position de paroi de verrou et associées à des traces d'arrachage par *quarrying*.
Cas du site P de la marge sud-est du massif du Carlit.**



Au total, ces échantillons devraient livrer des âges ^{10}Be plus fiables que ceux obtenus sur les mêmes verrous mais en position sommitale, voire même que ceux obtenus sur construction morainique. Les quatre sites témoins de la marge sud-est du Carlit sont régulièrement distribués sur le bassin (Fig. 6.1 et 6.2) et permettent donc de renseigner la chronologie de la plupart des stades d'englacement de la séquence würmienne. Le site E est en relation avec stade Borde, le site G en relation avec les stades Bouillouses, le site I en relation avec le stade Llat du plateau des étangs et le site P se trouve en amont du site daté par ^{14}C de la Grave-amont (Fig. 6.4, 6.5, 6.6, 6.7).

1.5.2- Des résultats inattendus

La plupart des âges obtenus sur paroi de verrou donnent des âges sensiblement plus vieux que ceux obtenus en position sommitale (Fig. 6.8). C'est le cas du site E daté à $73,2 \pm 7,1$ ka sur sa paroi latérale et à $19 \pm 3,3$ ka en position sommitale (Fig. 6.4). C'est le cas du site G daté à $35 \pm 4,3$ ka sur sa paroi aval et à $13,8 \pm 1,9$ ka sur le sommet du verrou voisin de Bones Hores (site F)¹. C'est le cas du site P daté entre $16,4 \pm 2$ ka et $24,4 \pm 1,3$ ka sur ses parois aval et latérales et à $11,3 \pm 2,5$ ka sur le sommet de la bosse rocheuse. En fait, seul le site I montre des âges très proches sur les parois et en position sommitale (Fig. 6.5).

1.5.3- Discussions

** Les preuves de l'existence d'héritages d'exposition sur les faces avals des verrous E et G*

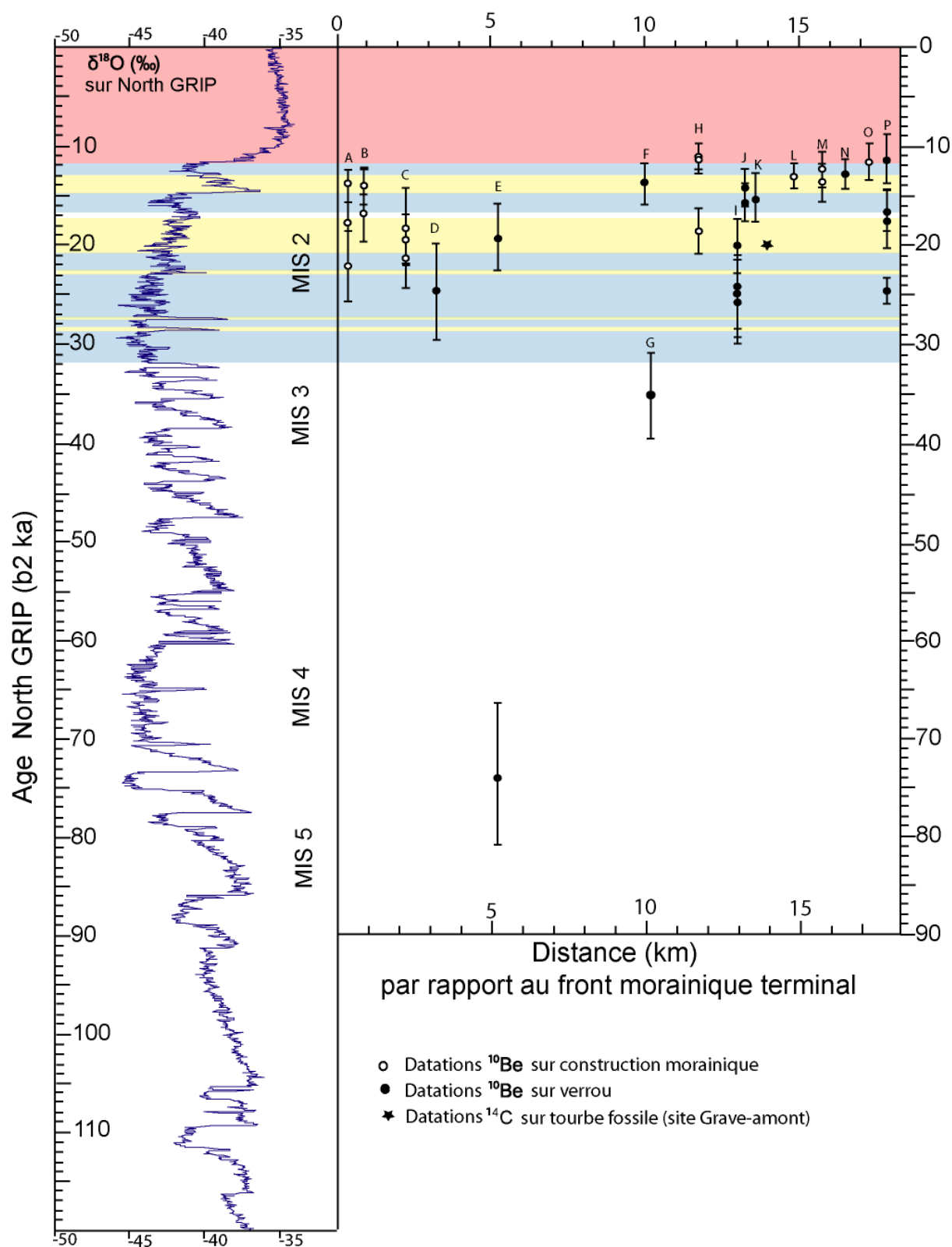
Les résultats obtenus sur les sites E et G remettent largement en cause l'hypothèse selon laquelle les échantillons prélevés sur les parois et associés à des traces d'écaillage par *quarrying* minimisent le risque de vieillissement par héritage d'exposition. En effet, deux types d'arguments permettent d'affirmer que les surfaces E2 et G2 ne datent pas directement la dernière déglaciation, comme nous l'avions espéré.

- Les âges ^{10}Be obtenus sur les faces aval des verrous E et G sont incompatibles avec les chronologies isotopiques globales mais aussi avec la chronologie pyrénéenne du Würm.

Les âges ^{10}Be obtenus sur les sites E et F-G¹ indiquent que la glace a quitté l'ombilic de la Borde dès $73,2 \pm 7,1$ ka et l'ombilic des Bouillouses dès $35 \pm 4,3$ ka. Cela oblige à envisager un retrait définitif du glacier de la Têt en arrière de l'emprise MEG Würm avant même le MIS 4 (le verrou E se situe 7 km en amont du vallum terminal de Mont-Louis et les datations ^{10}Be livrent par essence des minima) et une déglaciation très avancée de l'auge de la Têt dès $35 \pm 4,3$ ka (le verrou G se situe à mi-chemin entre le front morainique MEG Würm de Mont-Louis et les cirques de la Grave). Or, ceci est totalement incompatible non seulement avec les chronologies isotopiques globales mais aussi avec la chronologie würmienne identifiée dans les Pyrénées centrales et occidentales sur la base de datations ^{14}C et OSL (cf. Chapitre 3). En effet, la chronologie pyrénéenne indique (i) un MEG Würm moyen contemporain du MIS 4 et antérieur au MIS 2, (ii) un début de déglaciation relativement précoce, antérieur à 38,4 ka BP sur le Gave de Pau (équivalent MIS 3 ?) mais associé au maintien de langues de glace sur le piémont jusque vers 26-29 ka BP. (iii) A partir de ces dates, les glaciers se retirent dans les vallées et sont cantonnés aux cirques, dès le début du Tardiglaciaire.

¹ Les verrous F et G peuvent être considérés comme une seule et même unité, la surface F1 se situant en position sommitale et la surface G2 en position latérale.

Fig. 6.8 : Proposition de corrélation entre la série de datations obtenues sur la marge sud-est du Carlit et un calendrier isotopique global (ensemble des données ^{10}Be disponibles)



-De plus, ces âges ^{10}Be supposent le maintien de placages de till sur le sommet des verrous E et F-G durant plusieurs dizaines de millénaires, ce qui paraît difficilement concevable...

En effet, si on accepte les âges à $73,2 \pm 7,1$ ka et à $35 \pm 4,3$ ka obtenus sur les faces latérale, il faut admettre que les polis daté à $19 \pm 3,3$ ka et à $13,8 \pm 1,9$ ka en position sommitale ont été recouverts par un placage de till suffisamment épais pour bloquer l'accumulation de ^{10}Be sur le substrat rocheux cohérent durant 54 ka sur le verrou E et durant 21 ka sur le verrou F-G. Certes, un recouvrement temporaire des surfaces en position sommitale est très probable. Il a été mis en évidence pour le site F daté par ^{10}Be à 13-14 b2 ka alors que ce verrou est très certainement déglacé depuis 20 ka cal. BP (cf. déductions tirée des âges ^{14}C et de la stratigraphie de la séquence Grave-amont). De même, la présence de tills dans les sillons qui accidentent le sommet du verrou E suggère qu'un masque sédimentaire a pu recouvrir la surface E1 bien que celle-ci se situe une dizaine de mètres au-dessus des sillons creux encombrés de till (Fig. 6.4) ; mais il semble bien difficile d'envisager un placage de till durant plusieurs dizaines de millénaires (54 ka) sur ce verrou relativement étroit et proéminent.

**** Les données obtenues sur le verrou P confirment l'existence d'héritages d'exposition sur les surfaces en position de face aval***

Les trois datations obtenues sur les parois du verrou P datent la dernière déglaciation respectivement à $17,4 \pm 2,8$ ka, $16,4 \pm 2$ ka et $24,4 \pm 1,3$ ka. L'existence d'un héritage d'exposition sur ces trois surfaces paraît irréfutable dans la mesure où le verrou P se tient à 2380 m d'altitude dans un cirque perché 250 m au-dessus du site daté de la Grave-amont. Or, la stratigraphie du remplissage Grave-amont montre clairement qu'un néoenglacement postérieur à 20 ka cal BP a recouvert le verrou P, comme l'ensemble des cirques de fond d'auge qui dominent le site daté par ^{14}C . Le front de ce néoenglacement correspond au cordon morainique (site M) qui surmonte la tourbière fossile datée. Rappelons que la datation par ^{14}C AMS d'un culot de pollens extrait des argiles lacustres de la séquence détritique Grave-amont n'a pas permis de déterminer fiablement l'âge de cette construction morainique et du néoenglacement qui en est responsable. Bien que les données ^{10}Be obtenues sur ce cordon morainique (site M) couvrent l'ensemble du Tardiglaciaire (cf. barres d'erreur), il convient ici de noter que la datation ^{10}Be la plus ancienne (surface M2 datée par ^{10}Be à $13,6 \pm 1,9$ ka), donc la plus fiable (Putkonen & Swanson, 2003), situe plutôt dans le Dryas ancien cette construction morainique et le néoenglacement des cirques qui en est responsable. Quel que soit l'âge réel de ce néoenglacement des cirques, Dryas ancien ou Dryas récent, il est évident que la surface P4, datée par ^{10}Be à $24,4 \pm 1,3$ ka, présente un héritage d'exposition. Un héritage d'exposition peut être envisagé aussi pour les surfaces P1 et P2 respectivement datées à $17,4 \pm 2,8$ ka et $16,4 \pm 2$ ka.

**** Le cas du verrou I***

Un raisonnement analogue pourrait être conduit sur le site I mais l'hypothèse d'un recouvrement du verrou, au Dryas ancien, par la langue de glace responsable de l'édification du cordon morainique qui barre l'étang Llat repose exclusivement sur des datations ^{10}Be (trois datations sur blocs erratiques associés à la moraine Llat, la plus ancienne, H2, donne $18,4 \pm 2,3$ ka). La preuve n'est donc pas aussi irréfutable que dans les cas précédents. En effet, rien ne nous empêche ici d'envisager un déchaussement tardif du bloc H2 et d'associer la moraine

Llat non pas au Dryas ancien mais à un stade de déglaciation antérieur au Tardiglaciaire. Or, même en considérant que la dernière déglaciation du verrou I remonte à l'interstade GS-2b, et pas à l'interstade Allerød comme nous l'avons envisagé en première analyse, les datations ^{10}Be obtenues sur le sommet du verrou I (I1 : $25,6 \pm 4,3$ ka ; I1bis : $25 \pm 4,1$ ka ; I2 : $24,6 \pm 3,7$ ka) souffrent à l'évidence d'un héritage d'exposition.

**** L'âge à $11,3 \pm 2,5$ ka sur le sommet du verrou P relance la question de la chronologie tardiglaciaire des cirques Grave-amont***

L'âge à $11,3 \pm 2,5$ ka sur le sommet du verrou P indique que cette bosse rocheuse située à 2380 m d'altitude est déglacée seulement au début de l'Holocène et que, par conséquent, un glacier de cirque recouvrait le site au Dryas récent. Cette hypothèse nous avait semblée peu probable compte tenu des données palynologiques régionales et de la position probable de la LEG à l'Allerød et au Dryas récent (Delmas et al., 2008, cf. aussi section 1.3 de ce chapitre). Cependant, nous n'avons pas exclu le maintien à l'Allerød de plaques de glace résiduelles dans les cirques les plus élevés et les plus enneigés du massif, plaques de glaces à partir desquelles un néoenglacement Dryas récent d'ampleur très limitée devient envisageable. Un scénario de cet ordre est concevable dans les cirques de la Grave-amont étant donnée (i) l'ouverture de cette vallée *via* le col de la Grave aux flux humides venus du nord-ouest et (ii) l'altitude relativement élevée de ces planchers de cirques, entre 2450 et 2550 m d'altitude, soit une bonne centaine de mètres au-dessus de la position supposée de la LEG régionale au Dryas récent (cf section 1.3 de ce chapitre). Certes, l'hypothèse d'une déglaciation définitive du verrou P seulement à l'Allerød et d'une exhumation tardive de till seulement au début de l'Holocène après 2 à 3 ka de placage de till ne doit pas être exclue mais l'absence systématique de glacier rocheux au plancher de ces cirques offre un argument supplémentaire allant dans le sens d'un néoenglacement Dryas récent de ces cirques et au final d'une acceptation des datations ^{10}Be obtenues sur les surfaces O2 et P3.

**** Des résultats porteurs de sens en termes de fonctionnement de l'érosion sous-glaciaire***

Certes, les datations ^{10}Be acquises sur les faces latérales de verrou ne sont pas aptes à dater directement la dernière déglaciation. Cependant, ces résultats ne sont pas sans intérêt dans la mesure où l'existence d'un héritage d'exposition sur une surface rocheuse renseigne l'inaptitude des paléoenglacements à prélever une tranche de roches suffisamment épaisse pour remettre à zéro le compteur ^{10}Be (cf. section 4.3.2 du chapitre 1 et section 2.3.2 du chapitre 4).

Sur ces bases, les datations ^{10}Be obtenues sur les verrous E, F-G et P suggèrent que le polissage des sommets de verrou est plus efficace, en termes de dénudation des surfaces rocheuses, que l'arrachement de blocs par *quarrying*. En effet, sur ces trois verrous, les héritages d'exposition correspondent systématiquement à des surfaces polies associées à des traces d'arrachement tandis que les sommets de verrous ont été suffisamment usés par l'abrasion sous-glaciaire pour que toute trace d'héritage d'exposition soit éliminée. Cela pourrait s'expliquer par le fait que le *quarrying* est un processus d'érosion au fonctionnement très aléatoire dans le temps comme dans l'espace, incapable de prélever systématiquement à chaque pulsation glaciaire une tranche de roche sur l'ensemble des verrous du lit glaciaire. L'abrasion sous-glaciaire par contre est un processus beaucoup plus ubiquiste, capable d'éroder, à chaque phase d'englacement, l'essentiel du lit glaciaire. Mais la présence, sur le verrou I, d'héritages d'exposition en position sommitale comme en position latérale montre bien qu'il serait imprudent de tirer une règle de ces quelques remarques.

Par contre, il est intéressant de constater que la dose de ^{10}Be héritée est nettement plus forte sur les sites proches des paléoemprises glaciaires maximales que sur les sites proches des cirques glaciaires. En effet, si on admet un MEG Würm contemporain du MIS 2 et une déglaciation des ombilics de la Borde et des Bouillouses dès 20 ka cal. BP, il faut admettre un vieillissement de l'ordre de 50 ka pour la surface E2. Un tel héritage d'exposition cumule potentiellement la concentration de ^{10}Be acquise durant plusieurs interstades intra-würmiens (MIS 3, 5a et 5c), l'interglaciaire Eémien (MIS 5e) et peut-être aussi l'interglaciaire MIS 7, ce qui renvoie à un cycle glaciaire pré-würmien relativement ancien l'arrachement par *quarrying* responsable de la dénudation de la surface E2. Il est possible d'ailleurs que la cicatrice d'arrachement échantillonnée corresponde non pas à de l'arrachement par *quarrying* mais à de la détente survenue en contexte paraglaciale durant un épisode de déglaciation précoce (durant l'Eémien ou un stade de déglaciation intra-würmien précoce) ; le polissage de la surface E2 datant, quant à lui, d'un épisode de progression glaciaire ultérieur, survenu durant le Würm récent par exemple. L'héritage d'exposition enregistré sur la surface G2 et *a fortiori* ceux enregistrés sur les verrous P et I se sont quant à eux très probablement accumulés à la faveur d'épisodes de déglaciation intra-würmiens.

1.6- Conclusions partielles

En définitive, il faut constater que l'échantillonnage de surfaces polies prélevées sur le sommet des verrous et de blocs erratiques de taille plurimétrique, de forme arrondie, émoussée et sans trace d'écaillage a procuré, sur la marge sud-est du massif du Carlit, une série de datation ^{10}Be très cohérente, tout à fait conformes à la fois aux données paléoenvironnementales régionales et au calendrier isotopique global. Sur 26 datations associées à cette stratégie d'échantillonnage, deux résultats seulement (Têt F1 et Têt L1) sont à l'évidence erronés. Cela montre bien que la stratégie d'échantillonnage initialement mise en œuvre (section 1.1 *supra*) était beaucoup plus efficace que celle envisagée par la suite (section 1.5.1 *supra*).

2- Chronologie des stades d'englacement würmiens : le cas du bassin glaciaire ariégeois

La stratégie d'échantillonnage appliquée sur le bassin glaciaire ariégeois a été conduite, comme sur la marge sud-est du massif du Carlit, selon une double logique : une logique de datation des principaux stades d'englacement d'une part et une logique méthodologique d'autre part. Dans cette optique, deux types de sites ont été recherchés : des sites sur constructions morainiques ou, à défaut, sur nappe fluvioglaciaire et des sites sur verrous. La position des sites d'échantillonnage par rapport à la séquence würmienne et la nature des surfaces rocheuses prélevées sur ces deux types de sites sont présentées en détail (section 2.1) avant de livrer les résultats et de les discuter (section 2.2).

2.1- La position des sites dans la séquence würmienne

Les sites d'échantillonnage ont été localisés dans le bassin glaciaire de telle sorte que (i) la plupart des stades d'englacement würmien (cf. chapitre 5 et Fig. 6.9) soient directement ou indirectement renseignés, (ii) les résultats ^{10}Be puissent être directement confrontés aux autres données chronologiques disponibles sur ce bassin glaciaire (datations ^{14}C sur le remplissage de Freychinèdes, datations U-Th sur le remplissage karstique du Niaux-Lombrives, cf. chapitre 3) ou en cours d'acquisition (cf. Chapitre 4).

Sur construction morainique ou nappe fluvioglaciaire, l'échantillonnage a porté sur des blocs erratiques sélectionnés selon des critères plusieurs fois rappelés au début de ce chapitre (cf. section 1.1 de ce chapitre et section 2.3.3 du chapitre 4). Sur verrou, l'échantillonnage a porté sur trois types de surfaces rocheuses : des surfaces polies localisées sur la partie sommitale du verrou, des surfaces polies localisées sur les parois aval ou latérales de la bosse rocheuse et associées à des traces d'écaillage par *quarrying*, des blocs erratiques posés directement sur le substrat rocheux du verrou, sans matrice morainique. Ce dernier type de surface ne concerne cependant que trois sites car les blocs erratiques suffisamment volumineux et de forme suffisamment arrondie et émoussée pour témoigner d'une faible dégradation post-glaciaire de la surface du bloc y sont relativement rares. Un seul site sur verrou (site Ariège D) regroupe les trois types de surface. Deux d'entre eux (sites Ariège G et Ariège J) associent des datations sur bloc et sur polis en position sommitale. Trois autres associent des datations sur polis en position sommitale d'une part et sur les parois de verrou portant ou pas des traces d'écaillage par *quarrying* d'autre part (sites Ariège F, Ariège K, Ariège L).

2.1.1- Les sites associés au MEG Würm

Faute de vallum frontal dans le bassin de Foix-Montgaillard, le MEG Würm est renseigné par trois sites d'échantillonnage (sites A, B et C) sur constructions morainiques en position latérale. Le site D correspond quant à lui à un promontoire rocheux étroit, perché à 590 m d'altitude, c'est-à-dire à proximité du toit du glacier MEG Würm (Fig. 6.9).

* *Le site col Ijou-Ardoulens (site A)*

La ligne de crête allant du col d'Ijou (902 m d'altitude) au sommet d'Ardoulens (951 m d'altitude) est coiffée par un épais placage de till würmien déposé lors du MEG Würm ou lors de stades immédiatement post-maximum. Quatre échantillons prélevés sur quatre blocs erratiques différents ont été prélevés sur cette ligne de crête qui occupait certainement au MEG Würm une position du nunatak sub-affleurant (Fig. 5.5-A et Fig. 6.10).

La surface A1 (Py06-06) correspond au sommet d'un bloc de migmatite riche en biotites de 2 m de grand axe situé sur le sommet d'Ardoulens à 951 m d'altitude. L'aspect émoussé du bloc est bien conservé mais le bloc présente une altération en écaillage de surface. Le prélèvement a été réalisé sur le bord d'une écaillage épaisse de 2 cm.

La surface A2 (Py06-07) correspond au sommet d'un bloc de migmatite à gros yeux de feldspath de 2 m de grand axe situé à proximité du précédent sur le sommet d'Ardoulens à 951 m d'altitude. Le bloc échantillonné est très écaillé sur une face mais montre un émoussé très bien préservé sur sa partie sommitale.

**Fig. 6.9 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage
en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be
(d'après Fig. 5.44 et 5.45 modifiées)**

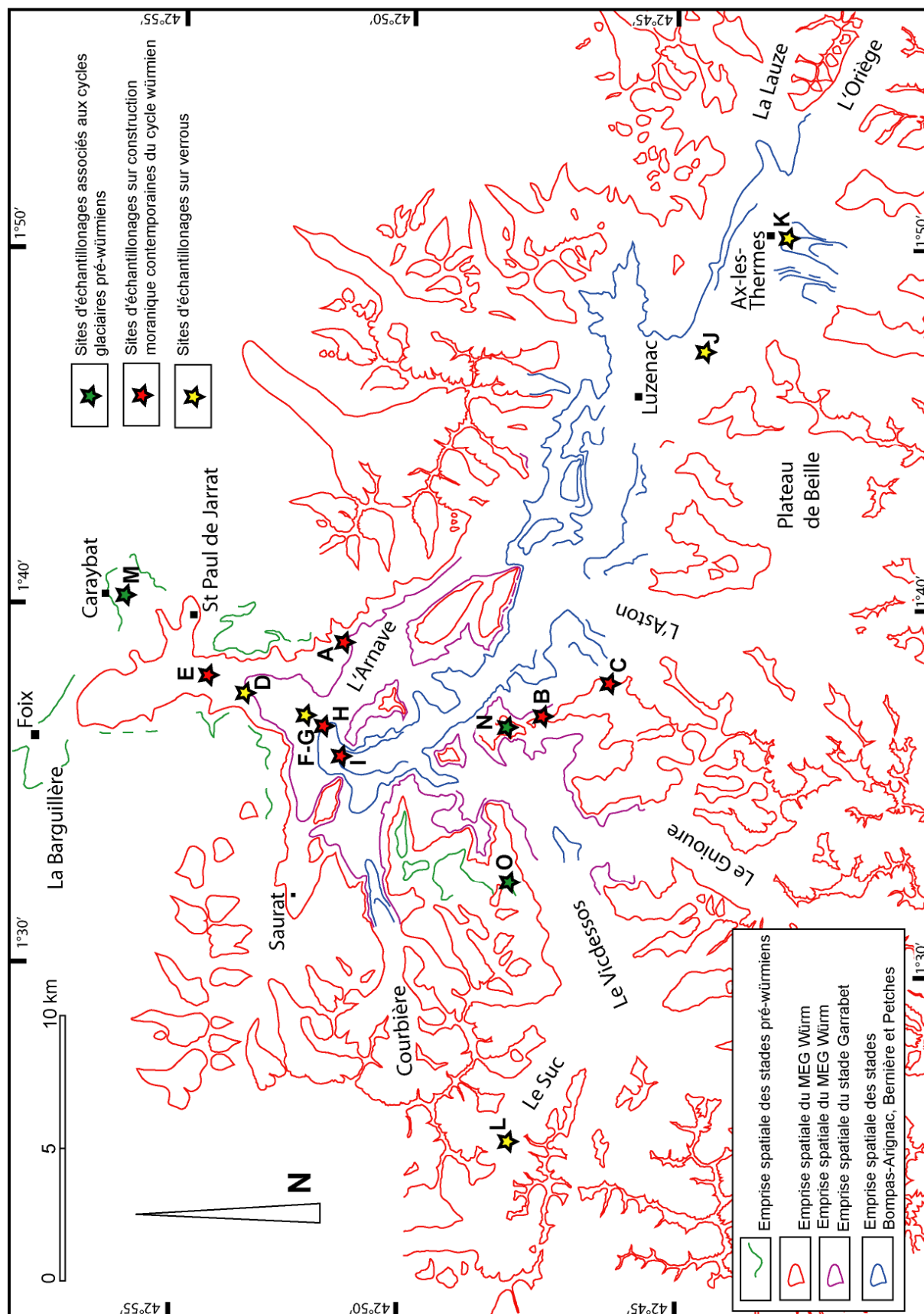
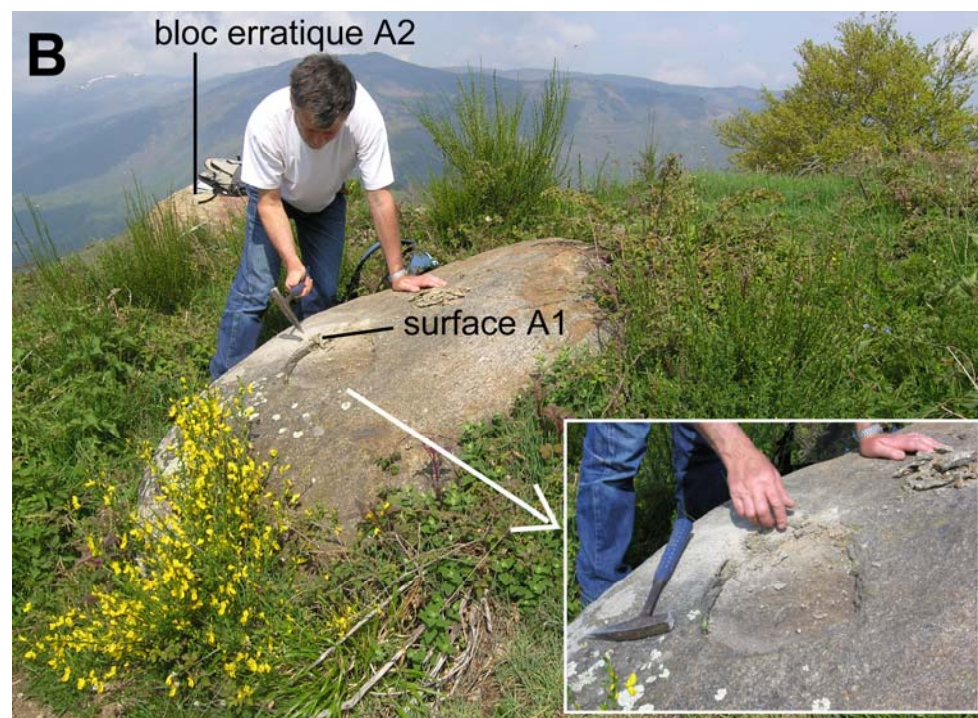
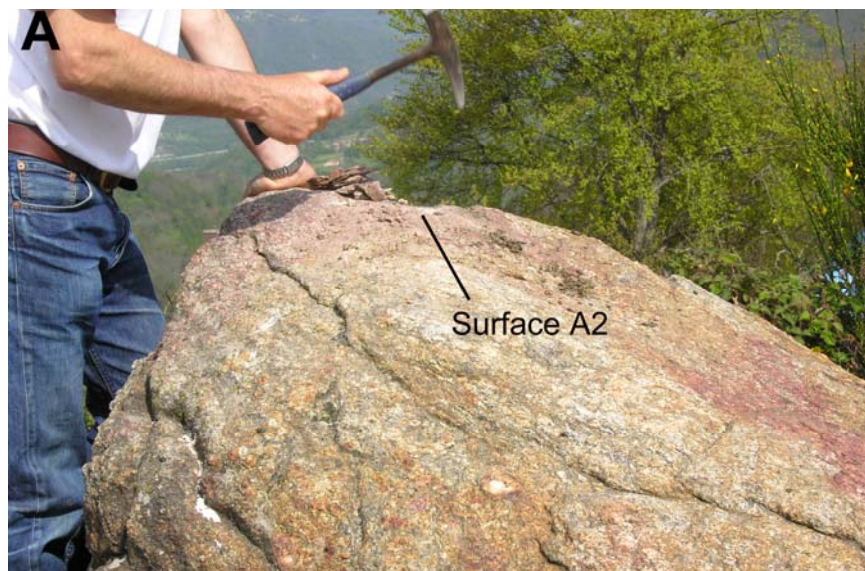


Fig. 6.10 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site A du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique du col d'Ijou-Ardoulens)



A – Blocs erratique contemporain du MEG Würm, localisé à 951 m sur la butte Ardoulens. Surface datée à $16,5 \pm 0,9$ ka sur le sommet du bloc (A2, Py06-07)

B - Surface (A1, Py06-06) datée à $16,3 \pm 0,7$ ka sur le sommet d'un bloc erratique contemporain du MEG Würm. Bloc localisé à 951 m sur la butte Ardoulens, à proximité immédiate du bloc A2.

C - Blocs erratique de taille plurimétrique, contemporain du MEG Würm, localisé au niveau du col d'Ijou (901 m d'altitude). Surface datée à $17 \pm 0,9$ ka sur le sommet du bloc (A4, Py06-15HF4)

La surface A3 (Py06-08) correspond au sommet d'un bloc de migmatite de 2 m de hauteur et de 3 à 4 m de long. Le bloc se situe au niveau de la cote 931 m d'altitude, 500 m au sud du sommet d'Ardoulens.

La surface A4 (Py06-15) correspond au sommet d'un mégabloc de 5 m de haut et de long au minimum situé au niveau du col d'Ijou (901 d'altitude). Ce bloc, contrairement aux trois autres blocs de ce site, repose directement sur le substrat rocheux et non pas sur une nappe de till. Au moment de l'échantillonnage, nous avons fait l'hypothèse que les dépôts morainiques qui encombraient ce col de diffluence ont été lavés par les eaux de fonte juxtaglaciaires immédiatement après le MEG Würm, ce qui pourrait limiter le risque de rajeunissement par déchaussement tardif du bloc de la matrice morainique.

*** *Le site de Larnat (site B)***

Le complexe morainique du col de Larnat est constitué d'une moraine MEG Würm dont le tracé souligne une diffluence de la langue ariégeoise vers le bassin du Videssos. Cette moraine est enracinée à 1273 m d'altitude au sommet de la Fajolle et se prolonge au sud du col par le cordon du Roc d'Arnat (1265 m d'altitude, Fig. 6.11-A). En contrebas, trois banquettes morainiques situées entre 1150 et 1180 m d'altitude jalonnent un stade de retrait post-maximum au cours duquel la diffluence ariégeoise en direction du Videssos a cessé de fonctionner (Fig. 5.21-C).

Deux blocs erratiques prélevés sur ce site (Fig. 6.11-B et C) reposent directement sur la moraine MEG Würm : La surface B1 (Py05-01) correspond au sommet d'un bloc de gneiss de 2 m de hauteur et de 5 m de long situé au niveau de la cote 1273 m, au sommet de la Fajolle. La surface B3 (Py05-05) correspond au sommet d'un bloc de gneiss de 4 à 5 m de hauteur et de 6 à 7 m de long situé au niveau de la cote 1298 m sur le cordon morainique latéral du Roc d'Arnat.

La surface B2 (Py05-04) correspond, quant à elle, au sommet d'un bloc de gneiss de 3 à 4 m de hauteur et de 6 à 7 m de long situé à 1194 m d'altitude dans l'axe du col de Larnat (Fig. 6.11-D). Ce bloc erratique, qui repose directement sur le substrat rocheux, a probablement été lavé par les eaux de fonte juxtaglaciaires contemporaines du glacier post-maximum responsable de l'édification des banquettes morainiques situées entre 1150 et 1180 m d'altitude en contrebas du col.

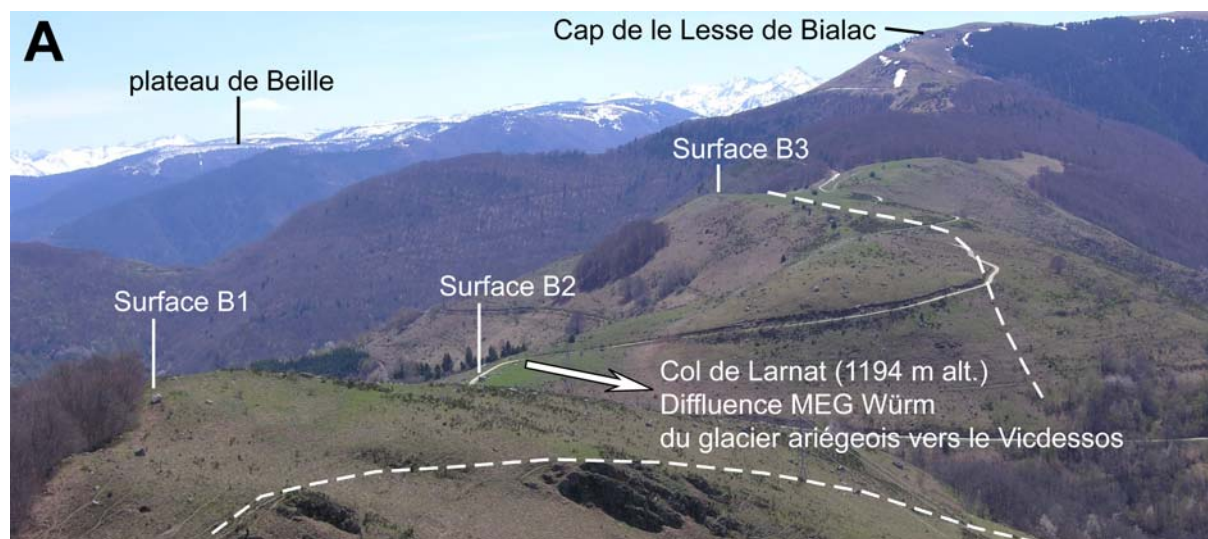
*** *Le site de Larcat (site C)***

La moraine de Larcat se tient à 1400 m d'altitude en rive gauche du glacier d'Aston. Elle jalonne le MEG Würm 2 à 3 km en amont du complexe le Larnat. Deux blocs erratiques ont été prélevés sur cette construction morainique latérale (Fig. 6.12) :

La surface C1 (Py05-06) correspond au sommet d'un bloc de granite de 2 à 3 m de hauteur et de 3 à 4 m de long situé à l'extrémité aval de la moraine, dans une zone où les blocs erratiques lavés et dégagés de la matrice morainique sont nombreux (Fig. 5.33-B).

La surface C2 (Py05-07) correspond au sommet d'un bloc de gneiss de 2 m de hauteur et de 5 à 6 m de long situé au centre de la construction morainique (Fig. 6.12-B).

Fig. 6.11 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site B du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique de Larnat)



A – localisation des blocs erratiques du site B sur la complexe morainique würmien de Larnat.

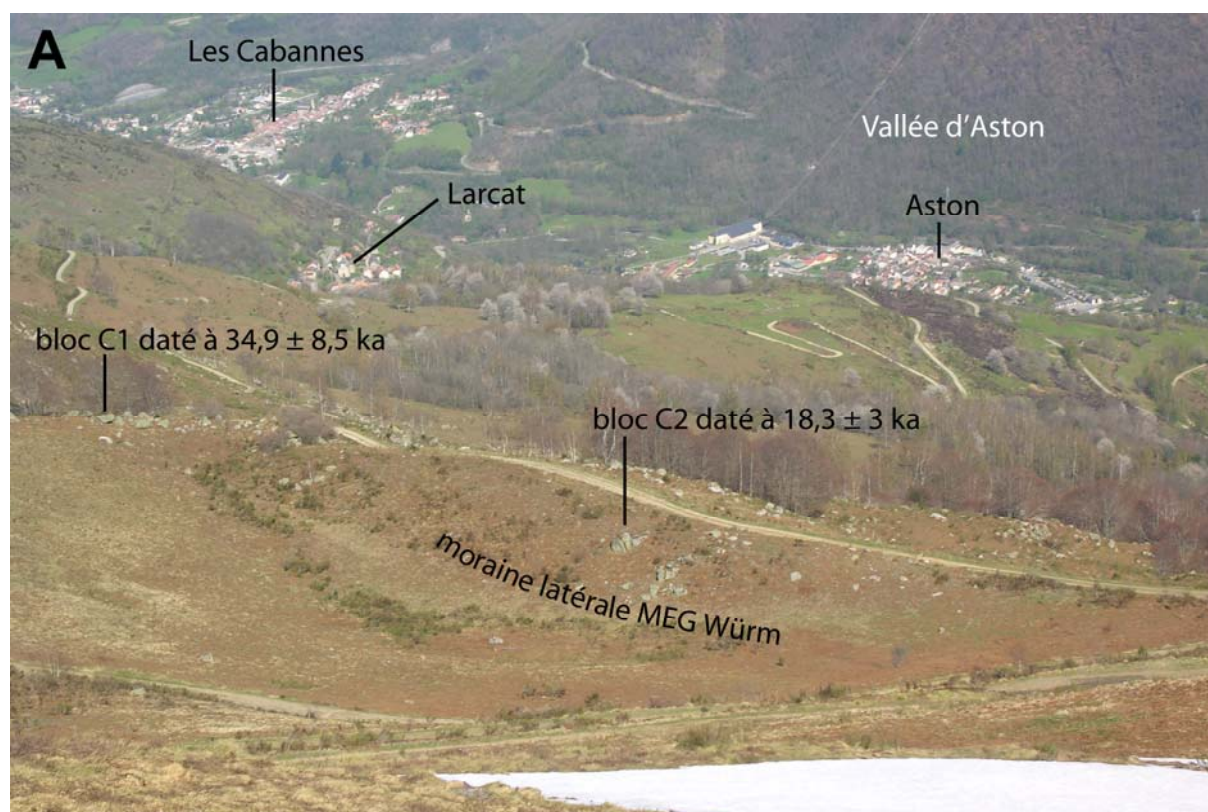


B – Blocs erratique contemporain du MEG Würm, localisé à 1273 m sur le sommet de la Fajolle. Surface datée à $14,1 \pm 5$ ka et à $16,3 \pm 2$ ka sur le sommet du bloc (B1, Py05-01 et Py05-01HF4)
C – Blocs erratique contemporain du MEG Würm, localisé au niveau du Roc d'Arnat (1298 m d'altitude). Surface B2 (Py05-05) prélevée sur le sommet du bloc. Pas de résultats sur cet échantillon.



D – Blocs erratique contemporain du MEG Würm, localisé à 1194 m au niveau du col de Larnat. Surface datée à $16,3 \pm 2$ ka et à $18,5 \pm 3,7$ ka sur le sommet du bloc (B2, Py05-04 et Py05-04HF4).

Fig. 6.12 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site C du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique de Larcat)



A – localisation des blocs erratiques du site C sur la moraine latérale MEG Würm de Larcat.

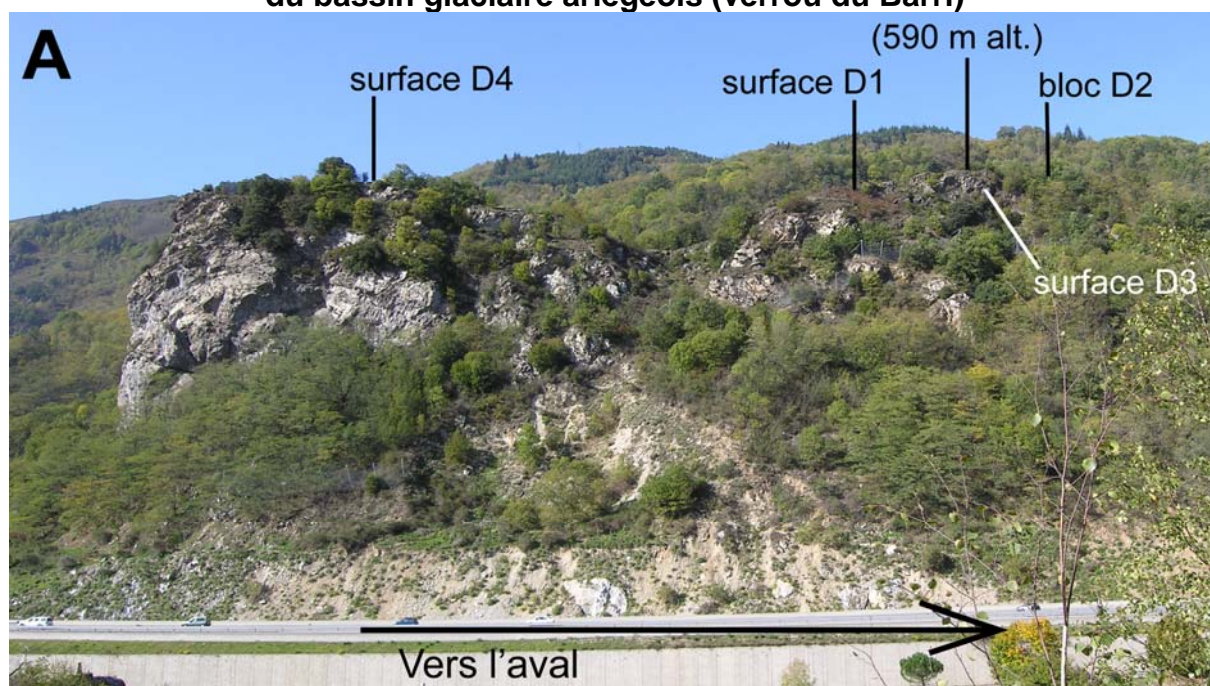


B – Blocs erratique posé sur la moraine MEG Würm de Larcat. Surface datée à $18,3 \pm 3$ ka sur le sommet du bloc (C2, Py05-07)

*** Le verrou du Barri (site D)**

Le verrou du Barri correspond un promontoire rocheux situé au droit de Garrabet mais perché une centaine de mètre au-dessus du vallum frontal. La bosse rocheuse est isolée du versant d'auge de rive gauche par un sillon profond (80 m) et large de plusieurs centaines de mètres qui a manifestement canalisé un flux de glace secondaire durant le MEG Würm et les eaux de fontes proglaciaire durant la déglaciation. La marge droite de ce promontoire forme un abrupt de plus de 100 m de hauteur au-dessus du cours actuel de l'Ariège. La figure 6.13-A montre le profil aval-amont de cette bosse rocheuse et la position des quatre échantillons qui ont été prélevés sur ce site. La position de ce verrou par rapport à l'emprise MEG Würm est difficile à établir faute de jalons morainiques MEG Würm certains sur les versants qui dominent le Rocher du Barri. Cependant, il est très probable que ce promontoire rocheux se tenait à proximité du toit du glacier MEG Würm car, dans cette zone de goulet d'étranglement, la pente de la langue de glace était certainement très forte et accidentée de cascades de séracs. En effet, les jalons MEG Würm du Cap de Gigoul, 3 km en amont du

Fig. 6.13 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site D du bassin glaciaire ariégeois (verrou du Barri)



A – Localisation des surfaces rocheuses échantillonnées sur le verrou du Barri (site Ariège D). Verrou dans les migmatites armé par un filon de granite acide extrêmement résistant.

B – Bloc erratique de gneiss posé directement, sans matrice morainique, sur le sommet aval du verrou du Barri (cf. Photo A). Surface datée à 81,4 ± 14,6 ka sur le sommet du bloc (D2, Py05-10)

Rocher du Barri, se tiennent encore vers 900 m d'altitude, alors que ceux du bassin de Montgaillard, 5 km en aval du rocher du Barri, se tiennent tous entre 440 et 510 m d'altitude. Rappelons que le glacier ariégeois s'avancé alors jusqu'au méandre du Courbet (placages morainiques de Pichauriol à 510 m d'altitude et du Pech de Prayols à 500 m d'altitude, obturation de Gariac à 440 et 450 m, Fig 5.13 et Fig. 6.9) et formait sur sa droite un lobe de glace diffluent responsable de l'obturation juxtaglaciale de St Paul de Jarrat (490 m altitude).

La surface D1 (Py05-09) correspond à un reste de poli préservé sur un filon de granite acide riche en quartz mis en saillie par rapport aux migmatites schisteuses. Ce poli a été prélevé sur un replat situé quelques mètres en contrebas de la côte 590 m d'altitude.

La surface D2 (Py05-10) correspond au sommet d'un bloc erratique de gneiss de 2 à 3 m de haut et de 3 à 4 m de long. Ce bloc allogène est posé directement sur le substrat rocheux, l'essentiel de la matrice morainique étant décapée (Fig. 6.13-B). La surface de ce bloc sain est relativement lisse et peu écaillée. Seul un léger grenu susceptible d'avoir dégradé la surface rocheuse peut être signalé.

La surface D3 (Py06-09) correspond à un poli prélevé sur la paroi est du promontoire rocheux. Ce versant très raide porte plusieurs traces d'écroulement qui accentuent le caractère très abrupt de la paroi. Au-dessus de ces niches d'écroulement, la paroi présente une allure très émoussée qui indique clairement que la surface échantillonnée n'a pas été ravivée par un écroulement post-glaciaire. Notons que cette surface en position latérale n'est pas spécialement associée à une trace d'écaillage par *quarrying*. Elle a été échantillonnée simplement pour disposer d'un âge faiblement soumis au risque de rajeunissement par exhumation tardive de till.

La surface D4 (Py06-10) correspond à un filon de granite acide très blanc mis en sailli par rapport aux migmatites. Des restes de polis sont préservés sur ce filon mais nous n'avons pas réussi à les détacher des écailles susceptibles d'être récoltées. On a donc échantillonné ce filon à une vingtaine de centimètres des restes de polis, là où une écaille a bien voulu se détacher. La dégradation de la surface échantillonnée par rapport à la surface échantillonnée est cependant très faible, elle est estimée à 1 à 2 cm au maximum.

2.1.2- Les sites associés au stade Garrabet

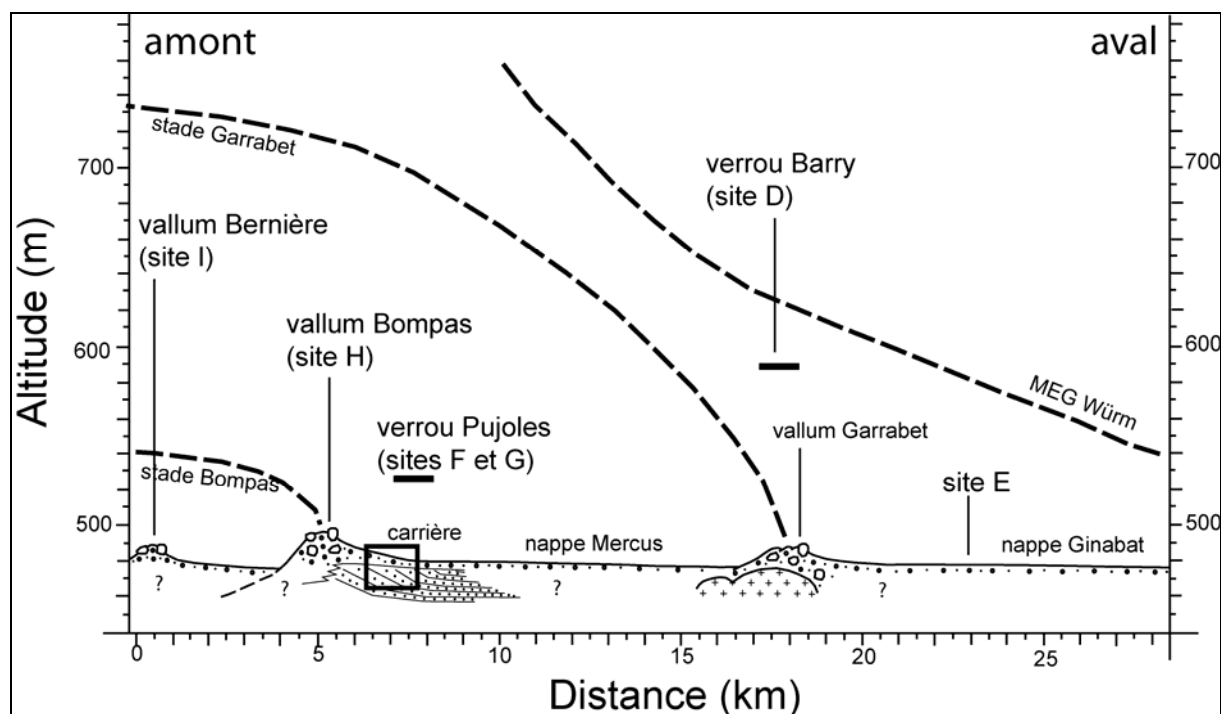
Le stade Garrabet jalonne un glacier dont le front se tenait ~ 7 km en amont du front MEG Würm mais dont l'épaisseur, en amont du bassin de Tarascon, était proche de celle atteinte par le Maximum würmien. Faute de bloc erratique susceptible d'être échantillonné sur le vallum frontal de Garrabet, probablement parce que tous ont été exploités comme pierre à bâtir par les villageois de Garrabet, ce stade d'englacement est renseigné par deux sites sur verrous et un site sur la nappe proglaciaire de Ginabat (Fig. 6.14).

*** *Le site Ginabat (site E)***

La nappe de Ginabat présente toutes les caractéristiques d'une nappe proglaciaire : une pente relativement forte, des blocs de taille plurimétrique et un raccord topographique remarquablement continu avec le vallum frontal de Garrabet. Les deux blocs prélevés sur cette nappe se situent 1,5 km en aval du vallum de Garrabet. Tous deux sont très volumineux, 6 m de grand axe pour le bloc E1 (Py06-11) et 3 m de grand axe pour le bloc E2 (Py06-12), mais présentent des traces de corrosion chimique (vasques de taille décimétrique) et

d'altération pelliculaire (Fig. 6.15). Ces deux blocs ont été quand même échantillonnés car ce sont les deux seules surfaces rocheuses directement associées à une forme construite contemporaine du stade Garrabet.

Fig. 6.14 : Position des sites datés par ^{10}Be du bassin de Tarascon



*** Les verrous Pujoles (sites F et G)**

Les verrous Pujoles sont localisés quelques centaines de mètres en aval du front morainique de Bompas. Ils étaient par conséquent recouverts par la glace au stade Garrabet et découverts au stade Bompas-Arignac (Fig. 6. 14).

La surface F1 (Py05-11) correspond à un poli prélevé sur le sommet du verrou contourné par le rond point des Pujoles (site F, Fig. 6. 16). L'aspect « roche moutonnées » de ce verrou est remarquablement conservé sur les granites acides et les pegmatites. Ce verrou porte quelques blocs erratiques coincés dans les creux que nous n'avons pas échantillonnés compte tenu de leur petite taille (1 m de grand axe au maximum). La surface F2 (Py06-13) correspond, quant à elle, à un poli localisé sur la face aval de cette même bosse rocheuse (Fig. 6. 16-C et D).

Les surfaces G1 (Py05-08) et G2 (Py06-14) ont été prélevées sur un autre verrou situé 500 m en amont (Fig. 6. 17). La surface G1 (Py05-08) ne correspond pas à un reste de poli mais l'échantillon a été prélevé sur une surface sub-horizontale caractérisée par un émoussé glaciaire tout à fait typique. La surface G2 (Py06-14) correspond au sommet d'un bloc erratique de 1,5 m de haut et 2,5 m de long. Ce bloc repose à même le substrat rocheux, sur le même plan sub-horizontale que celui échantillonné G2.

2.1.3- Les sites associés aux stades Bompas-Arignac et Bernière

Les stades Bompas-Arignac et Bernière jalonnent les premiers stades de réel amaigrissement de la masse de glace.

Fig. 6.15 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site E du bassin glaciaire ariégeois (nappe fluvioglaciaire de Ginabat)



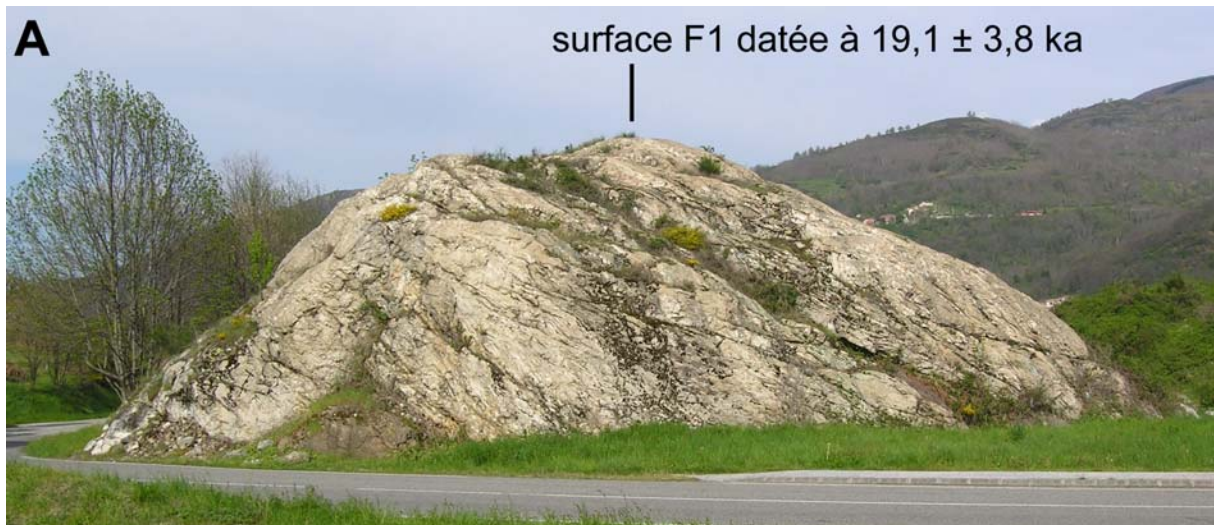
A – Blocs erratique posé sur la nappe fluvioglaciaire de Ginabat (équivalent stade Garrabet). Surface datée à $14 \pm 0,6$ ka sur le sommet du bloc (E1, Py06-11HF4)

B – Détail de la surface du bloc. Noter les traces d'écaillages liées à la dégradation post-glaciaire du bloc.



C – Blocs erratique posé sur la nappe fluvioglaciaire de Ginabat. Surface datée à $14,7 \pm 0,7$ ka sur le sommet du bloc (E2, Py06-12).

Fig. 6.16 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site F du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Pujoles aval)



A – Le verrou Pujoles aval. La photographie montre le revers amont de cette bosse rocheuse.

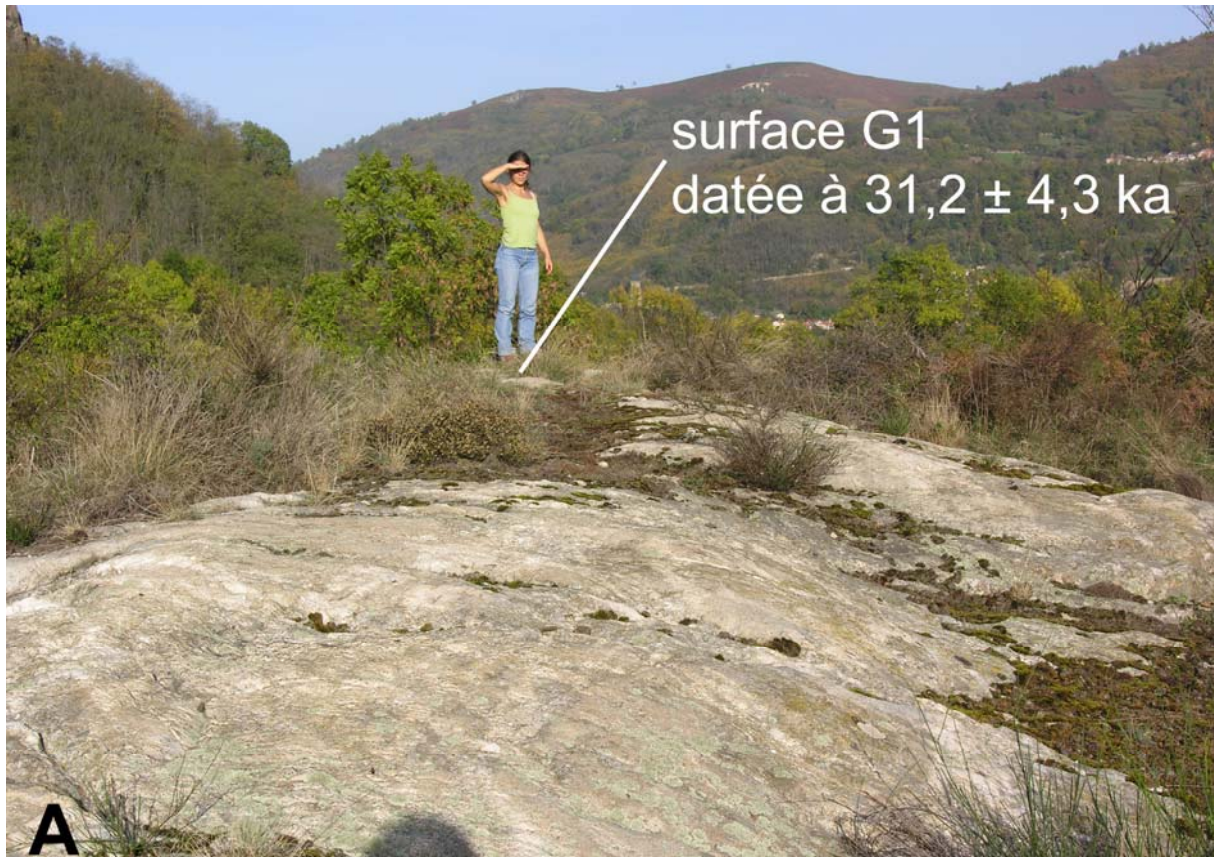


A – Le verrou Pujoles aval. La photographie montre le revers aval de cette bosse rocheuse.

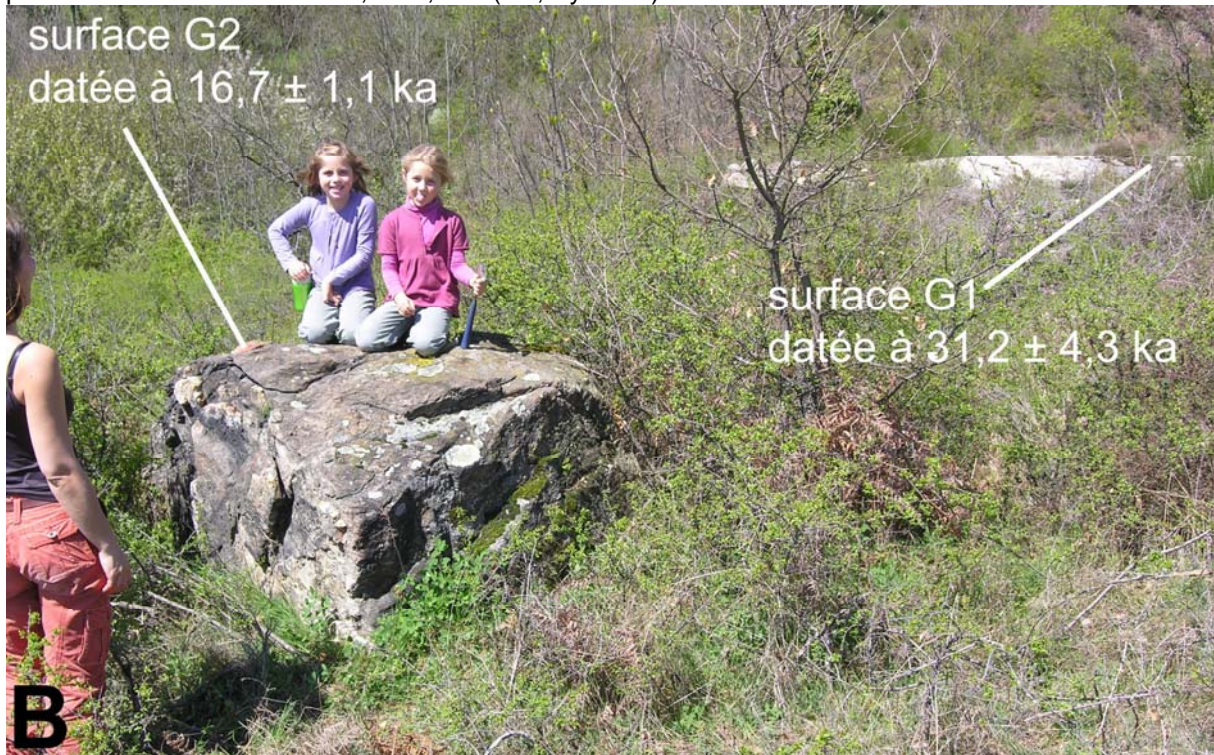


C et D – Détail de la surface polie échantillonnées sur la paroi aval du verrou.

Fig. 6.17 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site G du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Pujoles amont)



A - Le verrou Pujoles aval. Le personnage localise la position de l'échantillon G1. Surface polie en position sommitale datée à $31,2 \pm 4,3$ ka (G1, Py05-08).



B – Les enfants sont agenouillées sur le bloc erratique échantillonné. Surface rocheuse datée à $16,7 \pm 1,1$ ka (G2, Py06-14) sur le sommet de ce bloc. Noter que ce bloc est directement posé, sans matrice morainique, sur le sommet du verrou G, à une dizaine de mètres de la surface G1 (Py05-08).

*** Le site Bompas (site H)**

Deux blocs erratiques particulièrement volumineux ont été prélevés sur la partie la plus proéminente du vallum frontal de Bompas (Fig. 5.7-A).

La surface H1 (Py06-02) correspond au sommet d'un bloc de migmatite de 6 à 7 m de grand axe. La forme émoussée du bloc est bien conservée sur sa partie sommitale, là où le prélèvement a été effectué (Fig.4.11-B).

La surface H2 (Py06-03) correspond au sommet d'un bloc de migmatite de 3 à 4 m de grand axe. Ce bloc est situé à proximité immédiate du précédent. La surface échantillonnée est peu écaillée.

*** Le site Bernière (site I)**

Deux blocs erratiques ont été prélevés sur le cordon morainique frontal de Bernière.

La surface I1 (Py06-04) correspond au sommet d'un bloc de migmatite de 2 à 2,5 m de grand axe. Ce bloc montre un contraste assez net entre une face très peu écaillée et une surface portant des écailles détachables. Le prélèvement a porté sur une écaille de 1 à 2 cm d'épaisseur qui s'est détachée assez facilement au marteau (Fig. 6.18).

La surface I2 (Py06-05) correspond au sommet d'un bloc de migmatite de 2 à 3 m de grand axe situé immédiatement à côté du précédent. Ce bloc montre des traces de dégradation post-glaciaire un peu plus marquées que sur le précédent.

Fig. 6.18 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site I du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique de Bernière)



Blocs erratique posé sur le cordon morainique frontal de Bernière. Surface datée à $18,8 \pm 1,3$ ka sur le sommet du bloc (I1, Py06-04).

2.1.4- Les sites postérieurs au stade Bernière

En amont du bassin de Tarascon et de la cluse d'Ussat, la vallée de l'Ariège ne porte plus aucune construction morainique frontale sur 20 km. Il faut remonter en amont d'Ax-les-Thermes pour rencontrer des jalons morainiques d'un stade de progression-stationnement du glacier de l'Ariège (complexe de Petches). De même, l'auge du Vicdessos ne montre aucun front morainique évident entre le remplissage lacustre de Niaux et les moraines de petits glaciers de vallées présentes par exemple dans la vallée de Suc, au pied du pic des Trois Seigneurs. Deux sites d'échantillonnage sont associés à cette déglaciation majeure du bassin glaciaire ariégeois.

* *Le verrou de Perles (site J)*

Le verrou de Perles est situé 15 km en amont de la cluse d'Ussat, il était surmonté par 800 m de glace au MEG Würm et probablement presque autant au stade Garrabet. Aux stades Bompas-Arignac et Bernière par contre, le glacier de l'Ariège, au droit de Perles, n'atteignait plus que 300 à 400 m d'épaisseur.

Fig. 6.19 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site J du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Perles)



Position des échantillons prélevés sur le verrou de Perles (site J).

L'échantillon J1 (Py05-12) a été prélevé sur le sommet de la bosse rocheuse, dans des schistes à nodules de quartz rose et gris du Cambro-Ordovicien, sur une surface sub-horizontale caractérisée par un émoussé glaciaire tout à fait typique mais sur laquelle la dégradation post-glaciaire a détruit toute trace de poli (Fig. 6.19).

La surface J2 (Py05-13) correspond, quant à elle, au sommet d'un bloc de gneiss posé directement sur le substrat rocheux sans matrice morainique. Ce bloc de 1 m de hauteur et de 1,5 à 2 m de long est situé à 1 m de la surface Py05-12.

*** Le verrou d'Ax-les-Thermes (site K)**

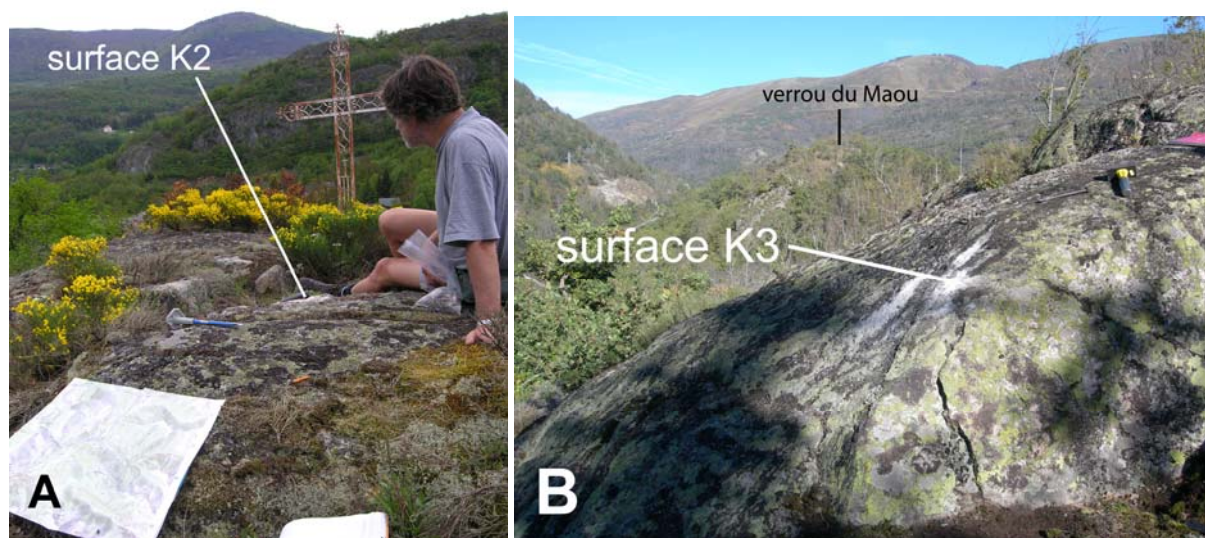
Le verrou d'Ax se situe immédiatement en amont de la ville d'Ax-les-Thermes, au niveau de la confluence Ariège-Oriège. Il était recouvert par la glace au moment où le glacier de l'Ariège construisait les moraines de Petches. Deux types de surfaces rocheuses ont été prélevées sur ce verrou. Cette zone de verrou est composée de plusieurs bosses rocheuses séparées les une des autres par des sillons d'écoulement juxta et/ou sous-glaciaires. Deux d'entre elles ont été sélectionnées, celle du « Maou » et celle de « la Croix » (Fig. 5.41).

La surface K1 (Py05-14) correspond à un reste de poli sur filon de quartzeux et/ou microgranites acides localisé sur le sommet de la bosse rocheuse du « Maou ».

La surface K2 (Py05-15) correspond à un reste de poli sur filon de quartzeux et/ou microgranites acides localisé sur le sommet de la bosse rocheuse de « la Croix » (Fig. 6.20-A)

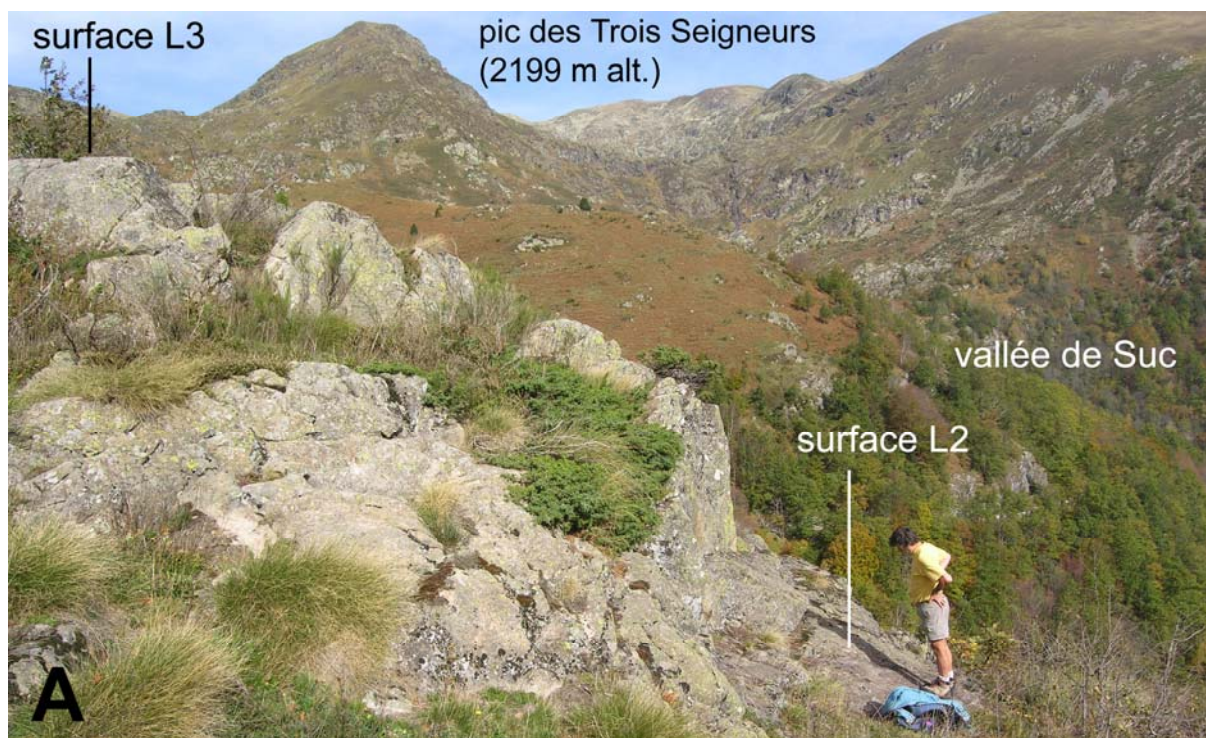
La surface K3 (Py06-19HF4) correspond à un reste de poli sur filon de quartzeux et/ou microgranites acides localisé sur la paroi latérale de la bosse rocheuse de « la Croix » (Fig. 6.20-B).

Fig. 6.20 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site K du bassin glaciaire ariégeois (verrou d'Ax-les-Thermes)



A– Surface polie prélevée sur le sommet du verrou et datée à $15,4 \pm 3,4$ ka (K2, Py05-15).
 B– Surface polie prélevée sur la paroi latérale du verrou et datée à $14 \pm 0,7$ ka (K3, Py06-19HF4).
 Noter en arrière-plan la bosse rocheuse du « Maou » et l'axe de l'auge de l'Ariège en direction de l'aval.

Fig. 6.21 : Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site K du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Freychinèdes)



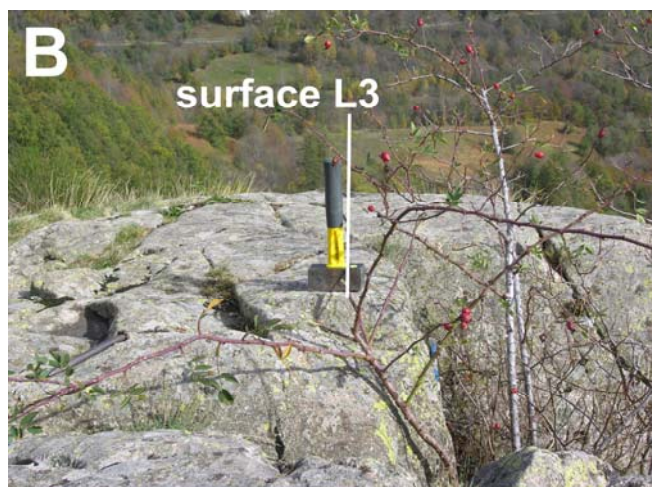
A - Position des échantillons prélevés sur le verrou de Freychinèdes (site L).

Noter la position de ce verrou, au débouché des cirques du Pic des Trois Seigneurs

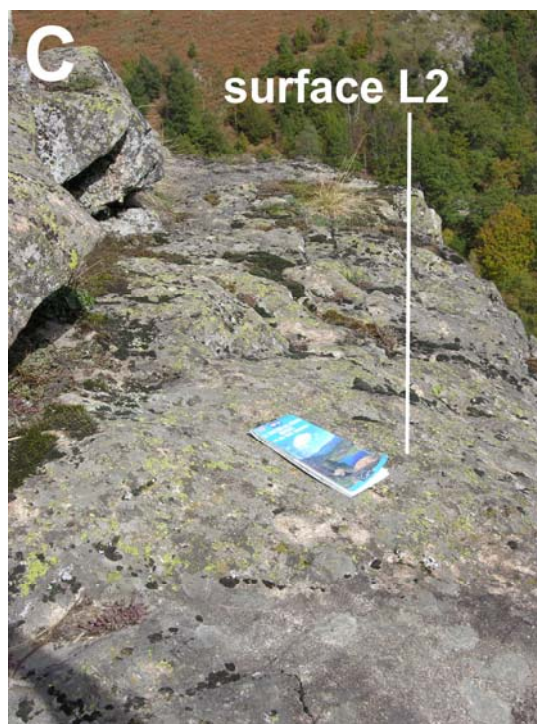
La surface polie associée à une trace d'écaillage (L2, Py06-16) est datée à $14 \pm 0,7$ ka.

La surface polie située sur le sommet de la bosse rocheuse (L3, Py06-17) est datée à $14,4 \pm 1,1$ ka.

Une autre surface polie, non visible sur la photo, est datée à $16,7 \pm 2,3$ ka (L1, Py05-16) et à $16,9 \pm 3,3$ ka (L1bis, Py05-16HF4).



B – Détail de la surface polie situé sur le sommet de la bosse rocheuse est datée à $14,4 \pm 1,1$ ka (L3, Py06-17).



C – Détail de la surface polie associée à une trace d'écaillage datée à $14 \pm 0,7$ ka (L2, Py06-16).

* *Le verrou de Freychinèdes (site L)*

Le verrou de Freychinèdes se situe sur la marge nord immédiate de la tourbière de Freychinèdes, celle qui a fait l'objet de plusieurs sondages palynologiques et dans laquelle des datations ^{14}C indiquent que la transfluence du port de Lhers est éteinte dès 20 ka BP. (cf. Table 3.1, Jalut et al., 1982 et Jalut et al., 1992). Cette même colonne sédimentaire indique en outre qu'un glacier de vallée issu du versant sud du massif des Trois Seigneurs subsiste dans la vallée de Suc après 20 ka BP. Le front de cette langue de glace est difficilement localisable mais, manifestement, la glace est encore suffisamment épaisse (~ 130 m) pour nourrir le paléolac de Freychinèdes en eaux de fonte juxtaglaciale (présence d'argiles bleues à sillimanite de la base du sondage à 13,15 ka ^{14}C BP). Le verrou échantillonné se trouvait alors sur la marge immédiate de cette langue de glace. Après 13,15 ka ^{14}C BP (16589 à 14769 cal.BP¹), l'arrêt des apports détritiques riches en sillimanite montre que la langue de glace engagée dans la vallée de Suc a fortement maigri et se trouve peut-être même cantonnée aux cirques (Jalut et al., 1982). Dès lors, le verrou échantillonné est incontestablement déglacé. Deux types de surfaces rocheuses ont été échantillonnés sur ce verrou (Fig. 6.21). :

L'échantillon L1 (Py05-16) a été prélevé sur une surface sub-horizontale caractérisée par un émoussé glaciaire tout à fait typique. Cette surface est localisée sur la partie supérieure du verrou de Freychinèdes, au-dessus de la route D18.

La surface L2 (Py06-16) se localise également sur le sommet du verrou de Freychinèdes, un peu au-dessous du prélèvement précédent sur la route D18. L'échantillon a été prélevé sur la bordure de la bosse rocheuse, immédiatement au-dessus d'une zone d'arrachage par *quarrying* (Fig. 6.21-A et B).

L'échantillon L3 (Py06-17) correspond quant à lui à une surface polie associée à la trace d'arrachage par *quarrying* signalée ci-dessus (Fig. 6.21-A et C).

2.2- Résultats et discussions

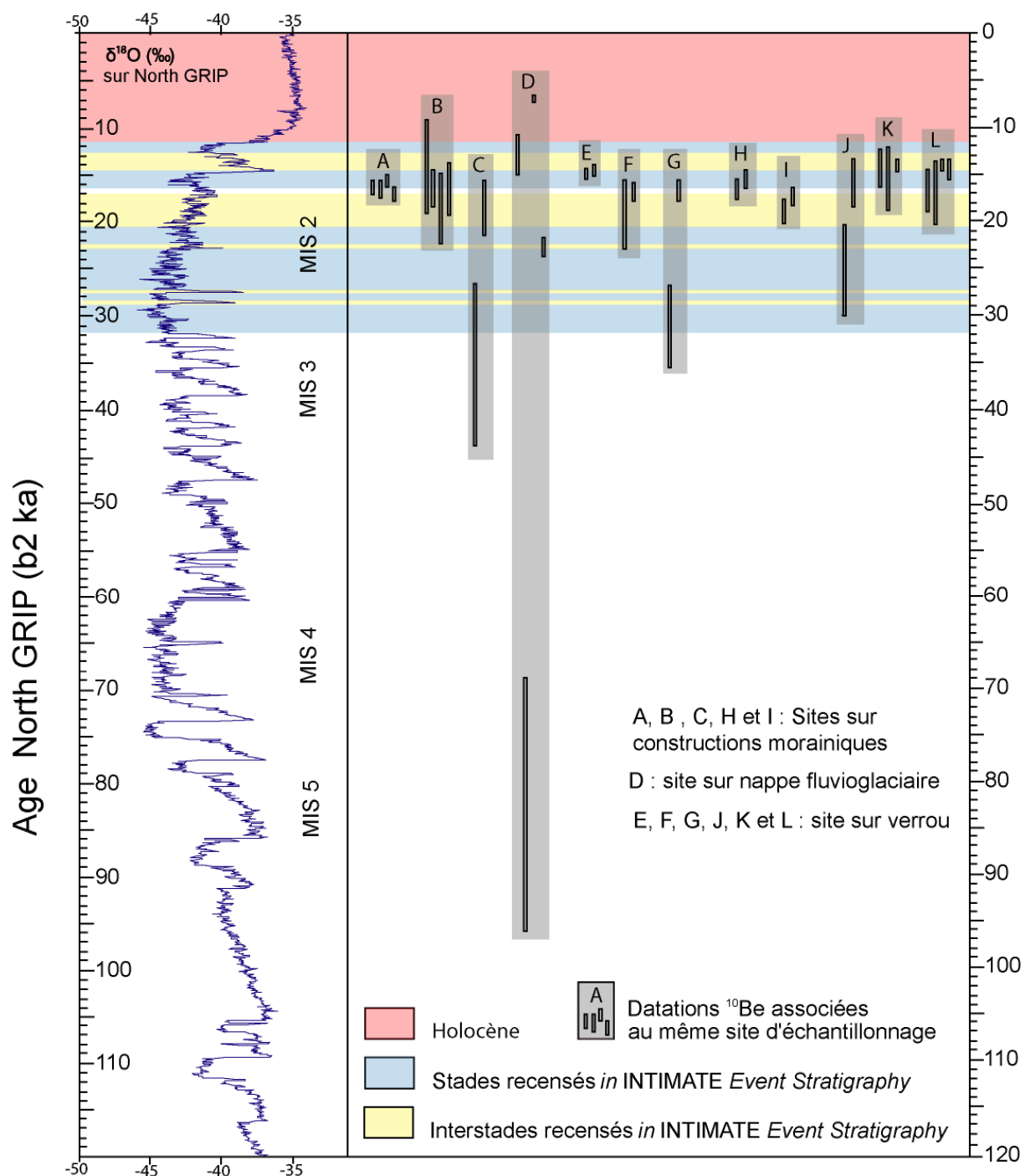
Le tableau 6.2 et la figure 6.22 synthétisent les résultats obtenus sur les sites ariégeois associés à des stades d'englacement würmiens. On notera que les données mesurées sur *Aster* (Py06) ont des barres d'erreur nettement plus faibles que celles mesurées sur l'accélérateur de Gif-sur-Yvette (Py04 et Py05) et que la plupart des résultats, quelque soit leur position dans la séquence de forme, indique des âges fini-würmiens et tardiglaciaires. En effet, cinq surfaces seulement donnent un âge centre supérieur à 20 ka ; quatre d'entre elles proviennent de sites sur verrous (sites D, G et J), ce qui confirme la propension observée sur le Carlit à avoir des âges sur verrous sensiblement plus anciens que le *trend* général. Notons cependant qu'aucune de ces quatre surfaces ne correspond à une face latérale de verrou écaillée par *quarrying*. En fait, quatre correspondent à des polis prélevés sur le sommet de la bosse rocheuse (D4, G1, J1) et une à un bloc erratique posé à même le substrat rocheux, sur le sommet du verrou (D2). Cette série de résultats ne montre donc pas une décroissance aval-amont des temps d'exposition aussi nette que celle observée sur la marge sud-est du massif du Carlit. Cependant, plusieurs temps de la chronologie würmienne peuvent être fixés. On retiendra les points suivants.

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier North GRIP INTIMATE (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

**Tabl. 6.2 : Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues
sur la séquence würmienne du bassin glaciaire ariégeois**

Site	Echantillon		Position		Altitude	Taux de production	[¹⁰ Be]	Temps d'exposition apparent		
Stades d'englacement	N°	Type de surface	Latitude	Longitude	(m)	(atome/g/an)	*10 ⁵ (atome/g)	*10 ³ (an)		
MEG Würm	Ariège A	A1	Py06-06	Bloc sur cordon	42°51'40"	01°38'59"	950	9,64	1,57 ± 0,65	16,3 ± 0,7
		A2	Py06-07	Bloc sur cordon	42°51'40"	01°38'59"	950	9,64	1,58 ± 0,84	16,5 ± 0,9
		A3	Py06-08	Bloc sur cordon	42°51'45"	01°39'24"	930	9,55	1,49 ± 0,69	15,7 ± 0,7
		A4	Py06-15HF4	Bloc sur cordon	42°51'43"	01°39'29"	900	9,29	1,58 ± 0,88	17 ± 0,9
	Ariège B	B1	Py05-01	Bloc sur cordon	42°47'55"	01°37'05"	1273	12,43	1,75 ± 0,62	14,1 ± 5
		B1bis	Py05-01HF4	Bloc sur cordon	42°47'55"	01°37'05"	1273	12,43	2,02 ± 0,25	16,3 ± 2
		B2	Py05-04	Bloc sur cordon	42°47'40"	01°37'17"	1194	11,67	2,16 ± 0,43	18,5 ± 3,7
		B2bis	Py05-04HF4	Bloc sur cordon	42°47'40"	01°37'17"	1194	11,67	1,91 ± 0,33	16,5 ± 2,8
	Ariège C	B3	Py05-05	Bloc sur cordon	42°47'16"	01°37'29"	1298	12,65	Pas de résultat	Pas de résultat
		C1	Py05-06	Bloc sur cordon	42°46'28"	01°38'14"	1400	13,60	4,71 ± 1,15	34,9 ± 8,5
	Ariège D	C2	Py05-07	Bloc sur cordon	42°46'25"	01°38'13"	1400	13,46	2,45 ± 0,41	18,3 ± 3
		D1	Py05-09	Sommet verrou	42°53'39"	01°37'41"	590	7,12	0,91 ± 0,15	12,9 ± 2,1
		D2	Py05-10	Bloc sur verrou	42°53'40"	01°37'41"	590	7,12	5,67 ± 1,02	81,4 ± 14,6
		D3	Py-06-09	Paroi verrou	42°53'39"	01°37'41"	590	7,11	0,48 ± 0,02	6,8 ± 0,3
	Garrabet	D4	Py06-10	Sommet verrou	42°53'35"	01°37'42"	560	6,93	1,57 ± 0,07	22,8 ± 1
Ariège E		E1	Py06-11HF4	Bloc sur nappe	42°54'28"	01°38'12"	470	6,53	0,97 ± 0,04	14,9 ± 0,6
		E2	Py06-12	Bloc sur nappe	42°54'28'	01°38'12"	470	6,53	0,95 ± 0,04	14,7 ± 0,7
Ariège F		F1	Py05-11	Sommet verrou	42°51'31"	01°37'10"	510	6,56	1,25 ± 0,25	19,1 ± 3,8
		F2	Py06-13	Paroi verrou	42°52'31"	01°37'11"	510	6,67	1,1 ± 0,05	16,6 ± 0,7
Ariège G		G1	Py05-08	Sommet verrou	42°52'28"	01°37'00"	529	6,69	2,07 ± 0,28	31,2 ± 4,3
	G2	Py06-14	Bloc sur verrou	42°52'27"	01°36'59"	530	6,76	1,13 ± 0,07	16,7 ± 1,1	
Bompas-Arignac et Bernière	Ariège H	H1	Py06-02	Bloc sur cordon	42°52'08"	01°36'51"	490	6,63	1,1 ± 0,07	16,7 ± 1
		H2	Py06-03	Bloc sur cordon	42°52'08"	01°36'51"	490	6,63	1,04 ± 0,06	15,7 ± 0,9
	Ariège I	I1	Py06-04	Bloc sur cordon	42°51'44"	01°36'10"	490	6,59	1,23 ± 0,08	18,8 ± 1,3
		I2	Py06-05	Bloc sur cordon	42°51'44"	01°36'10"	490	6,59	1,14 ± 0,07	17,5 ± 1,1
Amont Bernière	Ariège J	J1	Py05-12	Sommet verrou	42°44'18"	01°47'23"	710	7,73	1,93 ± 0,37	25,1 ± 4,9
		J2	Py05-13	Bloc sur verrou	42°44'18"	01°47'23"	710	7,73	1,21 ± 0,2	15,8 ± 2,6
	Ariège K	K1	Py05-14	Sommet verrou	42°42'53"	01°50'16"	814	8,53	1,2 ± 0,18	14,2 ± 2,1
		K2	Py05-15	Sommet verrou	42°42'42"	01°50'22"	820	5,58	1,32 ± 0,29	15,4 ± 3,4
		K3	Py06-19HF4	Paroi verrou	42°42'42"	01°50'21"	800	8,52	1,19 ± 0,06	14 ± 0,7
	Ariège L	L1	Py05-16	Sommet verrou	42°48'19"	01°25'31"	1375	13,22	2,2 ± 0,3	16,7 ± 2,3
		L1bis	Py05-16HF4	Sommet verrou	42°48'19"	01°25'31"	1375	13,22	2,22 ± 0,43	16,9 ± 3,3
		L2	Py06-16	Paroi verrou	42°48'19"	01°25'31"	1370	13,06	1,83 ± 0,09	14 ± 0,7
		L3	Py06-17	Sommet verrou	42°48'19"	01°25'31"	1370	13,2	1,89 ± 0,14	14,4 ± 1,1

Fig. 6.22 : Proposition de corrélation entre la série de datations obtenues sur la séquence würmienne du bassin glaciaire ariégeois et un calendrier isotopique global



2.2.1- Un MEG Würm antérieur au MIS 2

La plupart des datations obtenues sur les sites A, B, C et D plaident en faveur d'un MEG Würm récent (Tabl. 6.2). Cependant, deux âges à $34,9 \pm 8,5$ ka (C1) et à $81,4 \pm 14,6$ ka (D2) introduisent la possibilité d'un MEG Würm antérieur au MIS 2.

*** A propos du bloc C1**

Le premier correspond à un bloc erratique prélevé sur la moraine latérale de Larcat. Deux types d'arguments permettent de retenir cet âge ^{10}Be à $34,9 \pm 8,5$ ka (C1, cf. Fig.5.33-B) et de suspecter un rajeunissement par déchaussement tardif de la matrice morainique pour le bloc C2, daté à $18,3 \pm 3$ ka, et pour les trois blocs erratiques situés sur le complexe morainique de Larnat (Fig. 6.11), 2 km en aval de la moraine latérale de Larcat.

(i) Sur construction morainique, l'âge ^{10}Be le plus ancien est censé être le plus fiable (Putkonen & Swanson, 2003).

(ii) L'hypothèse d'une pré-exposition au rayonnement cosmique acquise sur les versants supraglaciaires est très peu probable car le bloc C2 est un granite acide à grains fins alors que le substrat des versants alentours est schisteux. Ce bloc allogène a donc nécessairement voyagé sur plusieurs kilomètres avant de s'arrêter sur la moraine latérale de Larcat ; cela devrait garantir une érosion suffisante de l'enveloppe rocheuse pour effacer toute trace d'héritage d'exposition. Certes, un bloc erratique pré-würmien a pu glisser, lors du MEG Würm, sur le versant supraglaciaire et nourrir directement la moraine latérale échantillonnée mais cette éventualité reste très peu probable car le bloc erratique échantillonné ne présente aucune trace d'altération et montre, au contraire, un émoussé glaciaire remarquablement conservé, ce qui est rarissime sur les erratiques pré-würmiens du bassin glaciaire ariégeois (cf. section 2 du chapitre 5).

Cette datation ^{10}Be permet d'attribuer le MEG Würm à un des multiples coups de froids, apparents sur la courbe *North GRIP*, survenus entre 27 et 43 b2 ka (Fig. 6.22). Il pourrait s'agir du coup de froid relativement prolongé survenu entre 40 et 45 b2 ka mais on ne peut pas exclure les pics plus brefs, survenus après 40 b2 ka, parmi lesquels se trouvent les stades GS-5, GS-4 et plus partiellement GS-3 de la nomenclature INTIMATE (Fig. 6.22). Cependant, compte tenu du fait que les datations ^{10}Be fournissent, par définition, des âges minima et que les âges obtenus sur constructions morainiques renseignent plutôt le moment à partir duquel le glacier se retire en arrière de la construction morainique et cesse d'alimenter la moraine en blocs, il est beaucoup plus probable que le coup de froid responsable de l'édification de cette moraine MEG Würm se place avant 30-35 b2 ka (stade GS 5), c'est-à-dire durant le Würm moyen.

*** A propos du bloc D2**

L'âge à $81,4 \pm 14,6$ ka a été obtenu sur un bloc erratique posé directement, sans matrice morainique, sur le substrat du verrou du Barry. Comme nous l'avons signalé *supra*, il est très probable que ce promontoire rocheux, perché à 590 m d'altitude, se tenait à proximité du toit du glacier MEG Würm, tantôt recouvert par la glace, tantôt en position de nunatak subaffleurant. Un tel âge oblige à s'interroger sur l'éventualité d'un héritage d'exposition sur ce bloc.

(i) Comme dans le cas précédent, une pré-exposition acquise sur les versants supraglaciaires est totalement exclue car le bloc D2 est un gneiss ocellés type Aston tandis que le substrat des versants alentours est dans des migmatites de faciès bien différent.

(ii) Le maintien d'un placage morainique pré-würmien sur ce promontoire rocheux est tout aussi improbable dans la mesure où les âges würm récent obtenus sur le substrat rocheux de ce verrou, en particulier ceux obtenus sur polis en position sommitale (D1 daté à $12,9 \pm 2,1$ ka et D4 daté à $22,8 \pm 1$ ka), indiquent clairement que le Rocher du Barri a été recouvert par le glacier würmien et que ce dernier a prélevé, sur le sommet des deux bosses rocheuses du Barri (Fig.6.13-A), une tranche de roche suffisante pour réinitialiser le compteur ^{10}Be des surfaces D1 et D4.

Enfin, (iii) l'hypothèse d'un remaniement de bloc pré-würmien glissé, lors du MEG Würm, sur les versants supraglaciaires et échoué sur le promontoire rocheux du Barry, alors subaffleurant de la masse de glace, peut-être envisagée. Mais cela s'accorde assez mal avec l'aspect sain et régulièrement émoussé du bloc D2. Comme dans le cas précédent, le bloc D2 ne montre aucune trace d'altération superficielle comparable à celles observées sur les blocs erratiques pré-würmiens. De plus, le verrou du Barri n'est pas directement adossé au versant de rive gauche. La bosse rocheuse est isolée du versant d'auge par un sillon profond de 80 mètres et large de 500 mètres qui canalisait, au MEG Würm, un flux de glace secondaire. Enfin, l'hypothèse s'avère extrêmement hasardeuse quand on prend en compte le fait qu'une énorme masse de *supraglacial till* würmien circulait de part et d'autre du nunatak subaffleurant. En effet, le bassin de Tarascon correspond à une zone de confluences multiples (Ariège-Vicdessos-Courbière-Arnave), c'est pourquoi il semble beaucoup plus probable que le bloc erratique échoué sur ce promontoire rocheux (bloc D2) provient en fait d'une moraine médiane qui circulait à la surface du glacier MEG Würm (*supraglacial till*). Dans ces conditions, il faut envisager que ce bloc allogène de gneiss a été déplacé, du massif de l'Aston au bassin de Tarascon, par le glacier würmien en progression. Il est probable d'ailleurs que la dernière remise à zéro du compteur ^{10}Be se soit produite au cours de cette phase de transport. Dans ces conditions, l'intégralité du temps d'exposition enregistré sur la surface D2 a été acquise depuis la stabilisation de ce bloc sur le promontoire rocheux du Barri.

(iv) Cependant, compte tenu de l'âge très reculé du bloc D2 ($81,4 \pm 14,6$ ka), l'hypothèse d'un héritage d'exposition intra-würmien doit aussi être envisagée. En effet, un transport en relai du bloc erratique par le glacier würmien en progression pourrait expliquer l'accumulation d'une certaine dose de ^{10}Be durant la phase de transport. Cela suppose des périodes de stabilisation, sur moraine latérale par exemple, suffisamment longues pour que la concentration de ^{10}Be soit notable et des périodes de transit sur des distances suffisamment faibles pour que l'érosion n'ait pas eu le temps d'effacer l'intégralité de la dose de ^{10}Be précédemment acquise. Mais ce sont là des conditions de transport très particulières, qui concernent sans doute certains blocs, mais probablement pas l'essentiel de la charge sédimentaire en transit. De plus, ce type d'histoire d'exposition ne peut expliquer qu'une très faible accumulation de ^{10}Be durant le transport car l'assiette du bloc change nécessairement à chaque remise en mouvement et l'accumulation de ^{10}Be , durant les périodes de stabilisation, ne concerne jamais la même face.

Au total, il est fort probable que **l'essentiel du temps d'exposition** enregistré sur la surface D2 se soit accumulé depuis que ce bloc a atteint le bassin de Tarascon et s'est stabilisé sur le promontoire rocheux du Barri, alors en position de nunatak sub-affleurant. Si cette hypothèse se confirme, il faut envisager pour le Rocher du Barri (site D) l'histoire d'exposition suivante : dans un premier temps, le glacier MEG Würm recouvre la bosse

rocheuse et l'érode suffisamment pour que le compteur ^{10}Be des surfaces D1 et D4 soit remis à zéro. Ensuite, le Rocher du Barri se trouve en position de nunatak émergeant à peine du glacier MEG Würm et stocke un épais placage morainique, dont il ne reste aujourd'hui que quelques blocs épars directement posés sur le substrat. Certes, le bloc D2 jalonne plutôt ce deuxième temps de l'emprise MEG Würm mais, compte tenu des marges d'erreur qui entourent la datation de ce bloc, il serait sans doute imprudent de chercher à affiner à ce point la chronologie du Würm. On retiendra donc pour le MEG Würm la chronologie suivante.

*** *Éléments de chronologie concernant le MEG Würm***

L'emprise spatiale MEG Würm est atteinte dès le début du cycle glaciaire, peut-être au cours des pics relativement brefs situés vers 80 et 75 b2 ka, ce dernier étant le plus prononcé de tous les stades würmiens apparents sur la courbe *North GRIP*, voire, compte tenu des marges d'erreur qui entourent la datation ^{10}Be , au cours du pic sensiblement plus long situé entre 60 et 70 b2 ka (~MIS 4). Le pic à 89-86 b2 ka est en revanche exclu car la datation U-Th à 91 ka d'un plancher stalagmitique situé dans la grotte de Niaux (Soriaux, 1981 ; 1982 ; Bakalowicz et al., 1984) montre que les vallées voisines de l'Ariège et du Vicdessos étaient alors en grande partie déglacées. En effet, le plancher stalagmitique daté par U-Th se situe à ~ 675 m d'altitude, soit 130 m à peine au-dessus du plancher actuel de la vallée du Vicdessos alors que, durant le MEG Würm, la glace atteignait, au droit du Niaux, 600 m d'épaisseur au moins. Ce plancher est surmonté par une formation détritique allogène montrant un fonctionnement du karst en régime noyé après 91 ka. Cette remontée du niveau de base traduit la progression du glacier würmien dans les auges voisines de l'Ariège et du Vicdessos. La datation ^{10}Be du bloc D2 renseigne assez directement la chronologie de cette progression glaciaire würmienne qui semble bien avoir atteint son emprise spatiale maximale (MEG Würm) entre 80 et 60 b2 ka.

Dès lors, toute la question est de savoir pendant combien de temps l'emprise spatiale MEG Würm s'est maintenue. Sur ce point, deux éléments de réponse complémentaires peuvent être fournis :

(i) L'âge ^{10}Be à $34,9 \pm 8,5$ ka obtenu sur le bloc C1 de la moraine latérale MEG Würm de Larcat indique que l'emprise MEG Würm ariégeoise s'est maintenue, ou plus probablement reconstituée, à plusieurs reprises (cf. point suivant) jusqu'au cœur du MIS 3. Notons cependant que les barres d'erreur qui entourent cette date permettent difficilement d'identifier au cours de quel stade isotopique cette moraine achève de se construire.

(ii) Les âges ^{10}Be du site G permettent d'envisager d'amples fluctuations intra-würmiennes du front glaciaire ariégeois. La présence d'un bloc erratique allogène daté à $16,7 \pm 1,1$ ka (surface G2) sur le sommet du verrou Pujoles amont (site G) fournit la preuve incontestable que le sommet de ce verrou (surface G1 datée à $31,2 \pm 4,3$ ka) présente un héritage d'exposition ; l'absence d'héritage sur G1 ne pouvant se concevoir qu'avec un till sus-jacent du même âge, ou éventuellement plus vieux. La part réelle de ^{10}Be hérité sur la concentration totale mesurée (Tabl. 6.2) reste inconnue mais les datations obtenues sur ce site suggèrent que la part héritée représente au maximum une durée de 14 ka (valeur obtenue en retranchant le temps d'exposition mesuré sur le bloc G2 au temps d'exposition total enregistré sur la surface G1). Or, les interstades würmiens survenus entre 60 et 30 b2 ka suffisent largement à expliquer une telle paléo-dose de ^{10}Be . En effet, si l'héritage d'exposition mis en évidence sur la

surface G1 est intra-würmien alors il faut alors envisager, pour cette surface, (i) une remise à zéro du compteur ^{10}Be au début du Würm (~ MIS 4), puis (ii) une succession de périodes de déglaciation, au cours desquelles le ^{10}Be s'accumule, et de recouvrement (morainique ou glaciaire) au cours desquelles l'érosion glaciaire ne suffit jamais à effacer l'intégralité de la concentration de ^{10}Be préalablement acquise. Ces allers-retours du front glaciaire ariégeois, sur une dizaine de kilomètres environ entre le bassin de Foix-Montgaillard et celui de Tarascon, pourraient correspondre aux multiples fluctuations survenues entre 30 et 60 b2 ka (~ MIS 3).

Au total, nous retiendrons que l'emprise MEG Würm est atteinte en Ariège dès le début du cycle glaciaire würmien (âge ^{10}Be à $81,4 \pm 14,6$ ka sur le sommet du bloc D2), peut-être dès 60-70 b2 ka (~ MIS 4), voire dès 75 ou 80 b2 ka. Par la suite, cette emprise spatiale se reconstitue peu ou prou au même point jusqu'au cœur du MIS 3 (âge ^{10}Be à $34,9 \pm 8,5$ ka sur le sommet du bloc C1) même si les nombreux interstades würmiens survenus entre 30 et 60 b2 ka provoquent des fluctuations notables (10 km au moins) de la position du front glaciaire (héritage d'exposition sur le sommet du verrou Pujoles amont, surface G1 datée à $31,2 \pm 4,3$ ka). Signalons pour finir que cette chronologie suppose l'existence, durant plusieurs dizaines de millénaires, d'un masque sédimentaire sur les surfaces D1, D3 et D4 (respectivement datées à $19,9 \pm 2,1$ ka, $6,8 \pm 0,3$ ka, $22,8 \pm 1$ ka). Cela semble tout à fait probable si on envisage qu'un puissant remblaiement morainique a colmaté le sillon d'écoulement juxtaglaciaire qui est situé sur la marge gauche du verrou. Dans ce cas, ce sont les eaux de fonte ultérieures, contemporaines des stades Garrabet à Bernière, qui ont assuré le dégagement de ce sillon et l'appel au vide responsable de l'exhumation des surfaces D1 et D3. La surface D3 datée à $6,8 \pm 0,3$ ka s'explique quant à elle probablement par une mise à jour lors de l'écroulement post-glaciaire dont il reste des traces au-dessous de la zone échantillonnée.

2.2.2- Chronologie des stades Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière

Les données ^{10}Be obtenues sur les sites E, F, G, H et I permettent de préciser la chronologie des stades d'englacement post-MEG Würm identifiés dans le bassin de Tarascon (stades Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière, cf. section 1.1.2 du chapitre 5 et section 2.1 de ce chapitre).

Faute de blocs erratiques prélevables sur le vallum frontal de Garrabet, ce stade d'englacement n'est renseigné directement que par deux âges sur blocs erratiques posés sur la nappe fluvioglaciaire de Ginabat (E1 daté à $14,9 \pm 0,6$ ka et E2 daté à $14,7 \pm 0,7$ ka). Ces deux âges allerød sont beaucoup trop jeunes pour être retenus. Compte tenu de la parfaite conservation du plan de terrasse au niveau des blocs échantillonnés, ces âges anormalement récents s'expliquent probablement par la dégradation post-glaciaire relativement marquée des blocs échantillonnés (Fig. 6.15-A et B). On ne peut donc avoir pour ce stade que des datations par défaut qui donnent une borne inférieure.

Les sites F, G, H et I renseignent quant à eux la chronologie des stades Bompas-Arignac et Bernière mais aussi, plus indirectement, celle du stade Garrabet. Compte tenu du fait que l'âge à $31,2 \pm 4,3$ ka (surface G1) obtenu sur le verrou Pujoles amont présente un héritage d'exposition, les âges plus fiables de cette série de datations sont localisés, pour l'un, sur le sommet du verrou Pujoles aval (surface F1 datée à $19,1 \pm 3,8$ ka) et, pour l'autre, sur le vallum Bernière (surface I1 datée à $18,8 \pm 1,3$ ka). Ces deux âges très proches l'un de l'autre suggèrent que les stades Bompas-Arignac et Bernière se sont édifiés à des moments très

proches l'un de l'autre, probablement au cours du même stade isotopique. Plusieurs arguments permettent de corréler les vallums de Bompas-Arignac et Bernière au stade GS-2c de la nomenclature INTIMATE et le stade Garrabet au stade GS-3, c'est-à-dire deux stades isotopiques contemporains du MIS 2. La datation U-Th à 19 ka obtenue dans la grotte de Niaux, à la base du plancher stalagmitique qui scelle la formation détritique allogène würmienne précédemment évoquée (Soriaux, 1981 ; 1982 ; Bakalowicz et al., 1984), s'accorde parfaitement avec ces hypothèses chronologiques. En effet, la position altimétrique de cet âge U-Th, à 655 m d'altitude soit 110 m au-dessus du plancher actuel de la vallée du Vicdessos, montre clairement que :

(i) le stade Garrabet est antérieur à 19 ka (date U-Th de Niaux) car, au stade Garrabet, l'épaisseur de la glace au droit de Niaux était de l'ordre de 500 m. Par conséquent, le karst du système Niaux-Lombrives fonctionnait encore en régime noyé et déposait la formation détritique allogène würmienne sous-jacente.

(ii) les stades Bompas-Arignac et Bernière sont contemporains de la déglaciation de la basse vallée du Vicdessos et, manifestement aussi de l'édification du plancher stalagmitique daté, à sa base, à 19 ka dans la grotte de Niaux. En effet, les reconstitutions paléogéographiques proposées au chapitre 5 (cf. section 1.3.2) montrent que la basse vallée du Vicdessos est déglacée à partir du stade Bompas-Arignac. A partir de ce stade, un lac de barrage glaciaire s'installe au pied de la grotte de Niaux car, dans l'axe de l'Ariège, le glacier est encore suffisamment puissant pour atteindre le bassin de Tarascon et construire les vallums de Bompas-Arignac et de Bernière (cf. toit du remplissage glaciolacustre de Niaux à une altitude très proche de celle du toit remplissage glaciolacustre situé en basse Courbière et en relation avec les moraines latérales de Bompas-Arignac et de Bernière). Ce décalage du retrait entre Ariège et Vicdessos se traduit d'ailleurs, dans le karst du massif du Cap de la Lesse, par un abandon total de la branche Lombrives-Niaux alors que la branche Lombrives-Sabart est encore active (P. Soriaux, communication personnelle, janvier 2009). Au total, on retiendra que les données ^{10}Be obtenues sur les blocs erratiques et verrous du bassin de Tarascon s'accordent parfaitement et confirment les données U-Th obtenues sur le séquence karstique de Niaux.

2.2.3- Chronologie de la déglaciation post-Bernière

Les datations obtenues sur les sites J, K et L permettent de préciser la chronologie de la déglaciation survenue après le stade Bernière. Rappelons que les sites J et K se situent dans le Val d'Ariège, respectivement 17 km et 22 km en amont de la cluse d'Ussat. Ce dernier (site K) permet en outre de fixer la chronologie du stade Petches mais seulement par le biais d'un calage indirect car il s'agit d'un site sur verrou et, par définition, les datations ^{10}Be renseignent le moment à partir duquel le glacier se retire en arrière de la bosse rocheuse. Le site L se situe quant à lui dans la haute vallée de Suc, un affluent du Vicdessos, 12 km en amont de Niaux et, c'est là son principal intérêt, à proximité du sondage palynologique Freychinèdes (Jalut et al., 1982 ; cf. section 3.1 du chapitre 3 et section 2.1 de ce chapitre).

Les données sédimentologiques et les datations ^{14}C obtenues à la base du remplissage détritique de Freychinèdes montrent que jusqu'à 13,15 ka ^{14}C BP (16589 à 14769 cal. BP¹), le glacier issu du massif des Trois Seigneurs alimentait en eaux de fontes juxtaglaciaires le

¹ Les calibrations proposées ici sont réalisées sur la base INTERCAL 04 et données en ka cal. BP afin d'avoir des âges directement comparables au calendrier *North GRIP INTIMATE* (donné en b2 ka). Pour cela, on a ajouté 2000 ans aux âges cal. BC.

paléolac de Freychinèdes (Jalut et al., 1982). Compte tenu de sa localisation sur la marge droite de la vallée de Suc et à proximité immédiate de la tourbière de Freychinèdes, le verrou échantillonné (site L) était alors recouvert par la glace ou, éventuellement, par la moraine latérale de ce glacier dont le front ne devait guère dépasser le village de Suc ou celui de Vicdessos. Après 13,15 ka ^{14}C BP (16589 à 14769 cal.BP¹), ce petit glacier de vallée se rétracte dans les cirques méridionaux du pic des Trois Seigneurs et n'alimente plus du tout le paléolac de Freychinèdes. Ce scénario est assez remarquablement confirmé par les datations ^{10}Be du site L. En effet, les âges ^{10}Be indiquent une exposition depuis 16-17 ka sur la partie supérieure du verrou (surface L1 datée à $16,7 \pm 2,3$ ka et à $16,9 \pm 3,3$) et vers 14 ka pour les deux autres surfaces (L2 datée à $14 \pm 0,7$ ka ; L3 datée à $14,4 \pm 1,1$ ka). Cet écart pourrait signaler une exhumation du verrou L dès GS-2b, pour sa partie haute (surface L1), et après le Dryas ancien, pour sa partie basse (surfaces L2 et L3), mais les marges d'erreur associées aux datations de la surface L1 ne permettent pas d'affiner la chronologie à ce point. On retiendra surtout la grande cohérence de ces quatre âges ^{10}Be qui confirment, en définitive, la chronologie proposée dans les années 1980 à partir des datations ^{14}C et de l'analyse sédimentologique du sondage de Freychinèdes (Jalut et al., 1982). Au total, trois points peuvent être retenus : (i) la présence au Dryas ancien d'une langue de glace dont le front devait se tenir dans la haute vallée de Suc vers 1000 ou 1100 m d'altitude. (ii) Le retrait de ce glacier dans les cirques méridionaux du pic des Trois Seigneurs dès le début de l'Allerød. (iii) D'autre part, il est fort probable que le refroidissement Dryas récent ne se soit pas traduit dans ce secteur par une récurrence glaciaire. En effet, l'analyse des stomates recueillis dans le sondage de Freychinèdes a permis d'estimer la position de la limite supérieure des forêts Dryas récent vers 1300 m d'altitude (Reille & Andrieu, 1993), soit 900 m à peine sous le pic des Trois Seigneurs où les planchers de cirque sont étagés entre 1700 et 1900 m d'altitude.

De même, les âges sur le verrou d'Ax-les-Thermes (site K) indiquent une exposition à partir de l'Allerød et cela de manière assez certaine pour la surface K3 datée à $14 \pm 0,7$ ka. Il s'agit en effet d'une paroi latérale de verrou en pente raide, dominant directement l'axe de l'Ariège, et peu susceptible d'avoir porté longtemps un épais placage morainique. Dans ces conditions, le complexe morainique frontal de Petches pourrait s'être mis en place au Dryas ancien. Cela implique une langue de glace encore longue de 20 km à partir du débouché du cirque du Pas de la Case et encore quelques confluences effectives avec les langues affluentes du Mourguillou du Nable et du Ruisseau des Bésines, ainsi qu'une LEG estimée vers 1750-1800 m d'altitude. Au même moment, un glacier de vallée de taille beaucoup plus réduite (~ 4 km) s'engouffre dans l'auge du Carol et s'avance jusqu'à Porté, comme le montrent les datations ^{10}Be les plus anciennes obtenues par A. Rodés Bolumburu (2008) sur la moraine de la Vinyola (4 datations ^{10}Be sur blocs erratiques à $14,9 \pm 2,1$ ka, $13,7 \pm 2,2$ ka, $14,9 \pm 2,2$ ka, $11,2 \pm 1,2$ ka).

La surface polie prélevée sur le sommet du verrou de Perles donne quant à elle un âge sensiblement plus ancien (J1 datée à $25,1 \pm 4,9$ ka). Mais cette surface J1 est surmontée par un bloc erratique allogène, un bloc de gneiss sur substrat de schistes à nodules de quartz du Cambro-Ordovicien, daté à $15,8 \pm 2,6$ ka. Cet âge sur bloc, sensiblement plus récent que celui obtenu sur le substrat rocheux du verrou, apporte la preuve que la surface J1 présente un héritage d'exposition. Contrairement au cas précédent (cf. *supra* discussion concernant la surface G1), il est très probable que ce verrou localisé une vingtaine de kilomètres en amont du bassin de Tarascon soit resté sous plusieurs centaines de mètres de glace sur toute la durée du cycle glaciaire würmien. Par conséquent, l'héritage d'exposition préservé sur ce sommet de verrou correspondrait à une paléo-dose de ^{10}Be acquise durant l'Éémien. Il y a là un marqueur mettant clairement en évidence l'inefficacité, au moins ponctuelle, de l'érosion glaciaire sur lequel nous reviendrons dans la troisième partie de ce travail.

3- Éléments de chronologie pré-würmienne

Les tentatives de datations de dépôts pré-würmiens par le cosmonucléide ^{10}Be sont relativement rares. Les travaux menés dans cette perspective sur les blocs erratiques pré-LGM du Jura montrent que cette méthode de datation peut s'avérer efficace même sur des matériaux pré-würmiens (Graf et al., 2007). Nous présentons ici les datations ^{10}Be réalisées dans cette perspective sur le complexe morainique terminal du Carol, dans un premier temps, puis sur le bassin glaciaire ariégeois.

3.1- Essai de datation des trois générations de moraines du Carol

3.1.1- La position des sites et la logique d'échantillonnage

L'échantillonnage réalisé sur le Carol porte sur les trois générations de dépôts morainiques (M1, M2 et M3) attribués respectivement au Würm, au Riss et à un cycle glaciaire contemporain du Quaternaire moyen sur la base de l'état d'altération des tills et des raccords géométriques remarquablement conservés qui subsistent entre les constructions morainiques frontales et les nappes fluvioglaciaires (cf. section 2.1 du chapitre 3).

** Les échantillons associés à la moraine würmienne (Site Carol A)*

La moraine würmienne (M1) a fait l'objet de trois échantillons prélevés sur le sommet de blocs erratiques granitiques, de taille métrique (1 à 2 m de grand axe). Ces blocs sont localisés sur la moraine latérale de rive droite, au droit d'Yrivals, sur la crête morainique la mieux conservée et la plus proéminente, mais pas la plus externe (cf. Fig. 6.24). Les trois échantillons prélevés par A. Rodes Bolumburu (2008) sont localisés sur la même moraine latérale, au point le plus haut de la construction morainique c'est-à-dire quelques centaines de mètres en amont de nos propres échantillons (cf. section 3.4 du chapitre 3).

** Les échantillons associés à la moraine rissienne (Site Carol B)*

La moraine rissienne (M2) présente un profil en travers sensiblement plus émoussé que l'unité précédente (M1). Elle a fait l'objet de 5 échantillons prélevés sur trois blocs erratiques différents. Tous sont localisés sur la moraine latérale de Saneja, en rive droite du Carol.

Les échantillons B1, B2 et B3 ont été prélevés sur un bloc erratique largement enchâssés dans la matrice morainique (Fig. 6.25). Seule sa partie supérieure est à l'affleurement, sur un mètre d'épaisseur environ. Ce bloc de granite montre une enveloppe externe fortement altérée sur 15 à 20 cm d'épaisseur et un cœur parfaitement sain affleurant sur le sommet du bloc erratique. L'échantillon B2 a été prélevé sur le sommet sain du bloc. Les échantillons B1 et B3 ont été prélevés sur les écailles arénisées en périphérie du bloc.

L'échantillon B4 a été prélevé quant à lui sur le sommet d'un bloc erratique de taille plurimétrique, 7 à 8 m de grand axe et de hauteur (Fig. 6.26-A). La surface du bloc montre des esquisses de vasques et des traces d'écailles détachées. Le prélèvement a été effectué sur une zone qui semblait indemne de tout écaillage. C'était *a priori* le site le plus favorable à une datation fiable.

Fig. 6.23 : Position des échantillons prélevés sur le complexe morainique du Carol en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be
(d'après Calvet, 1996 modifié)

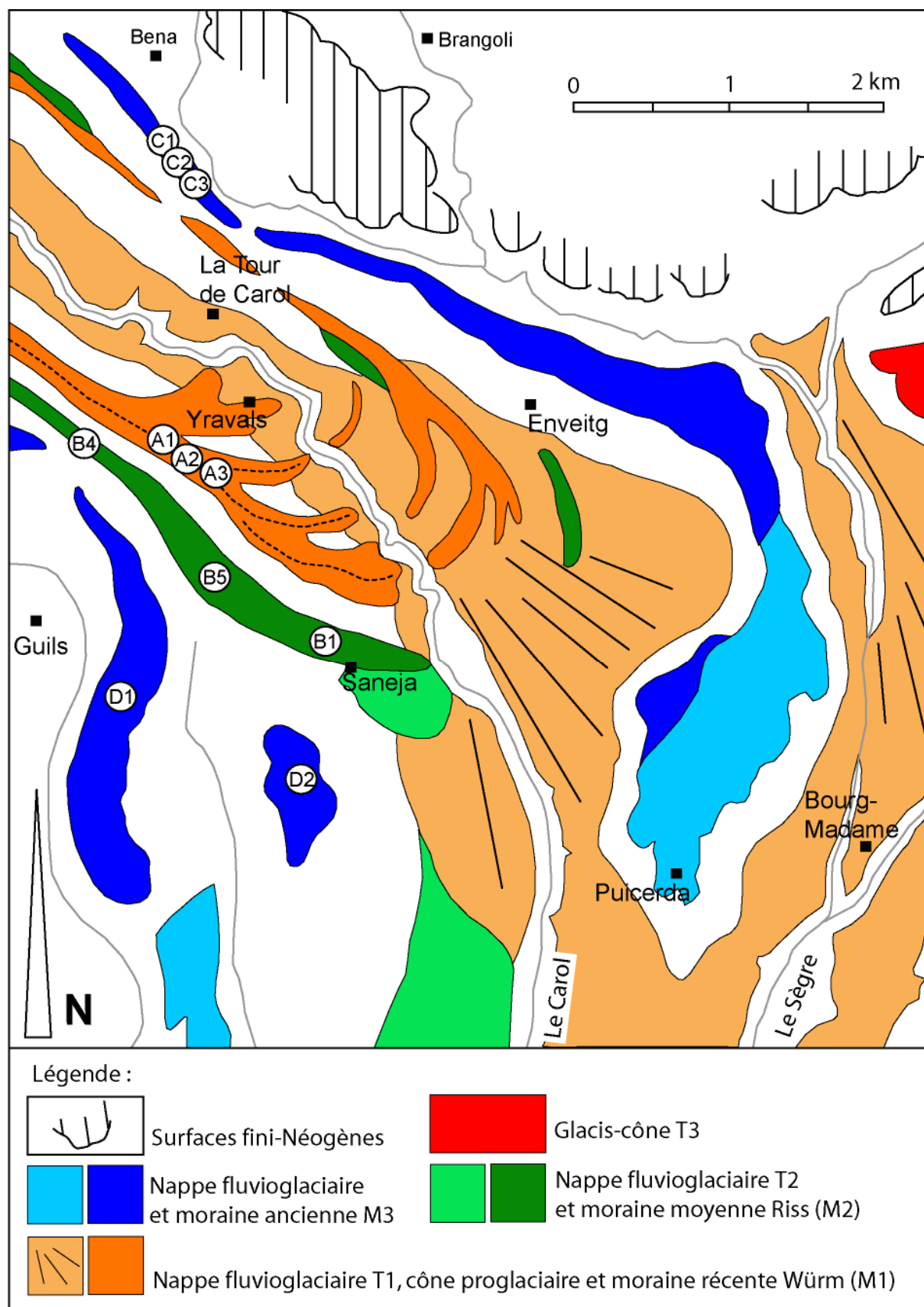
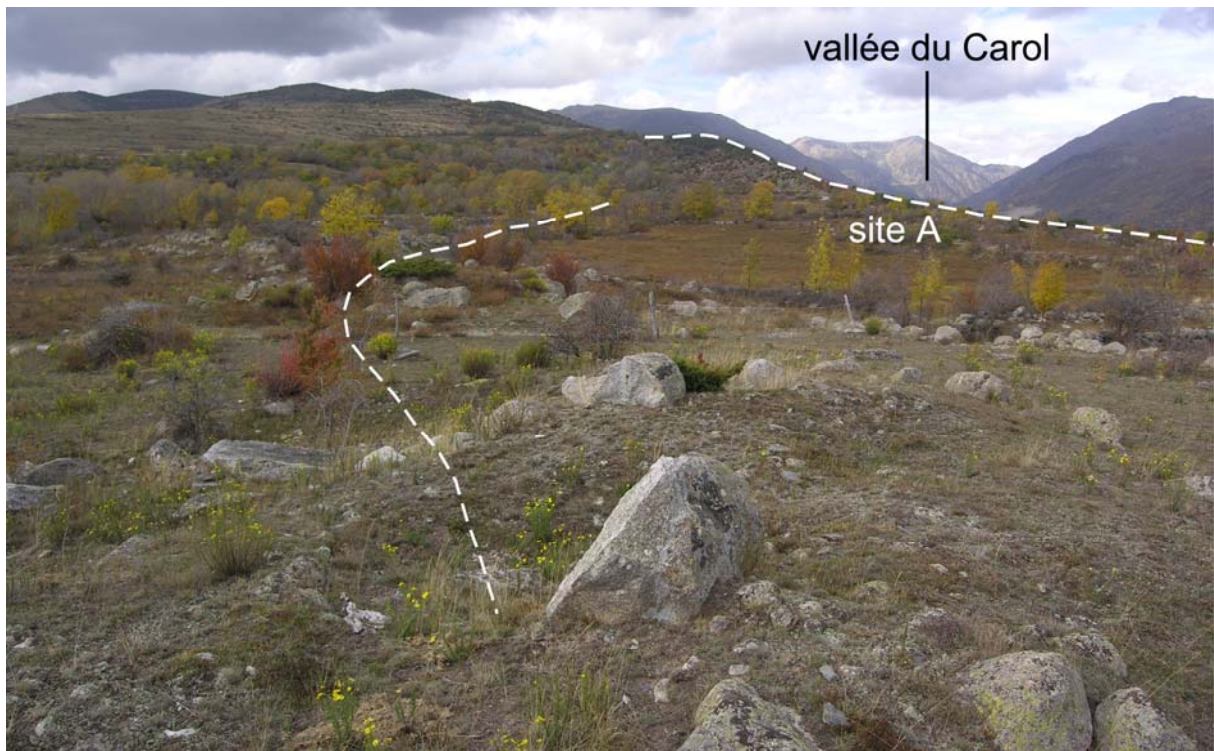
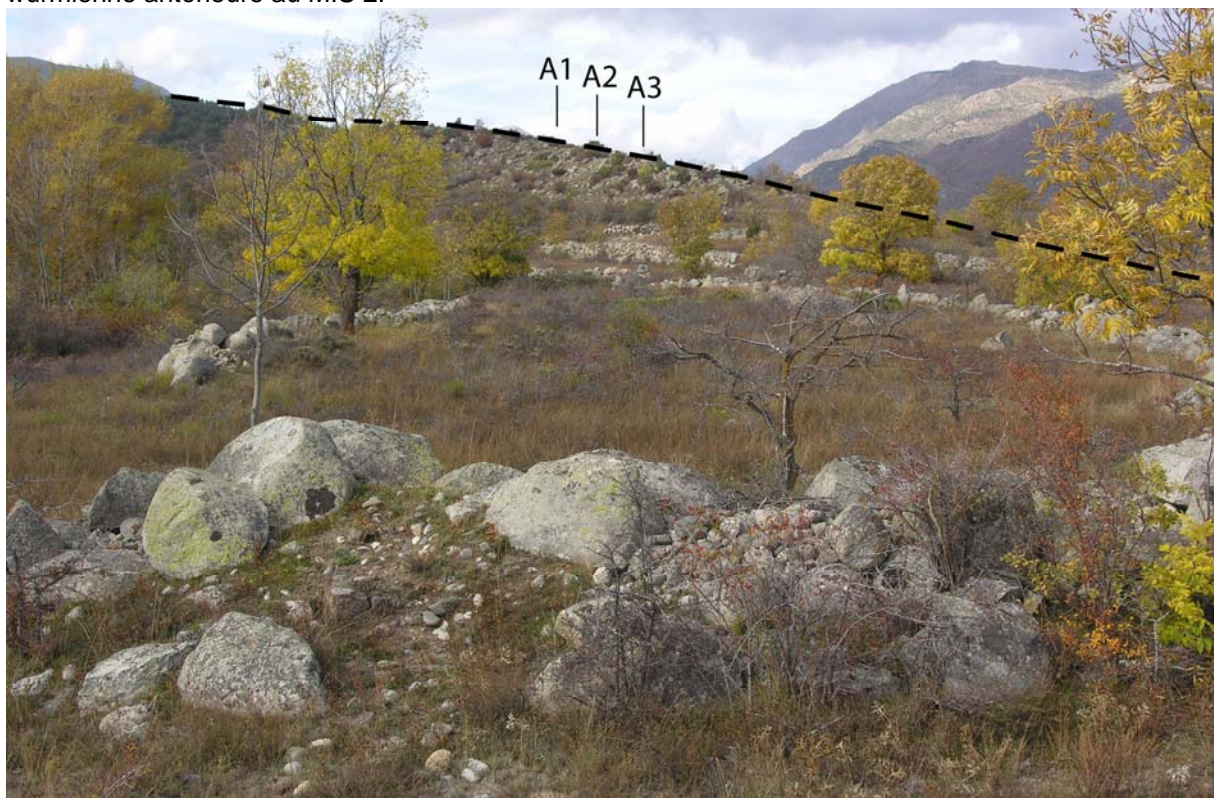


Fig. 6.24 : Les blocs erratiques échantillonnés sur le site A du complexe morainique du Carol

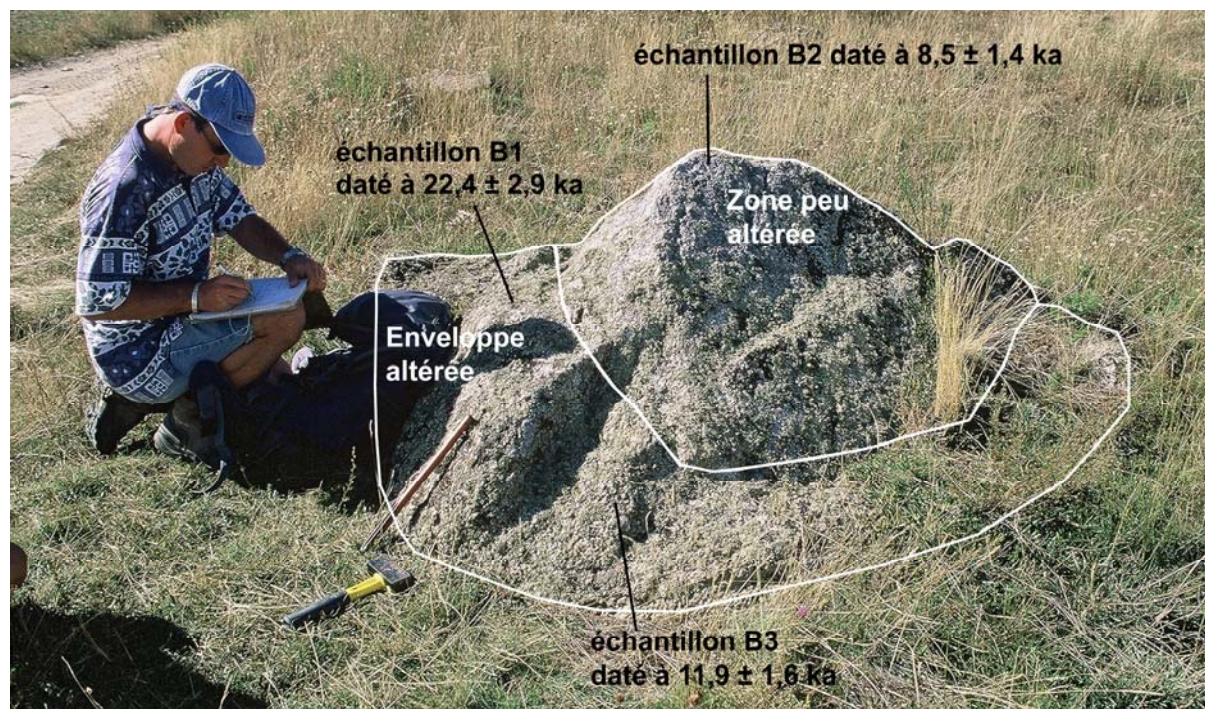


A – Noter au premier plan le cordon morainique MEG Würm le plus externe et en arrière plan le cordon morainique MEG Würm échantillonné (site A). Ce dernier est daté par ^{10}Be entre $21,7 \pm 2,8$ ka et $22,9 \pm 2,7$ ka ; il est donc contemporain du MIS 2 (~ GS-3). Il se tient environ 500 m en arrière d'un cordon morainique würmien dont la forme plus abâtardi (cf. premier plan) pourrait jalonner l'emprise würmienne antérieure au MIS 2.



B- Détail de la photo précédente.

Fig. 6.25 : Position des surfaces B1, B2 et B3 sur le bloc erratique associé à la moraine M2



L'échantillon B5 correspond à un sommet de bloc erratique de 4 à 5 m de grand axe. La surface du bloc est un peu friable sous les lichens mais les angles et les faces montrent un émoussé originel bien conservé (Fig. 6.26-B). Ce bloc émerge de 80 cm au-dessus des champs et de 1,8 m sur le bord d'un chemin creux, ce qui ne donne pas toutes les garanties d'absence de remaniement anthropique.

*** Les échantillons associés à la moraine ancienne M3 (Site Carol C et D)**

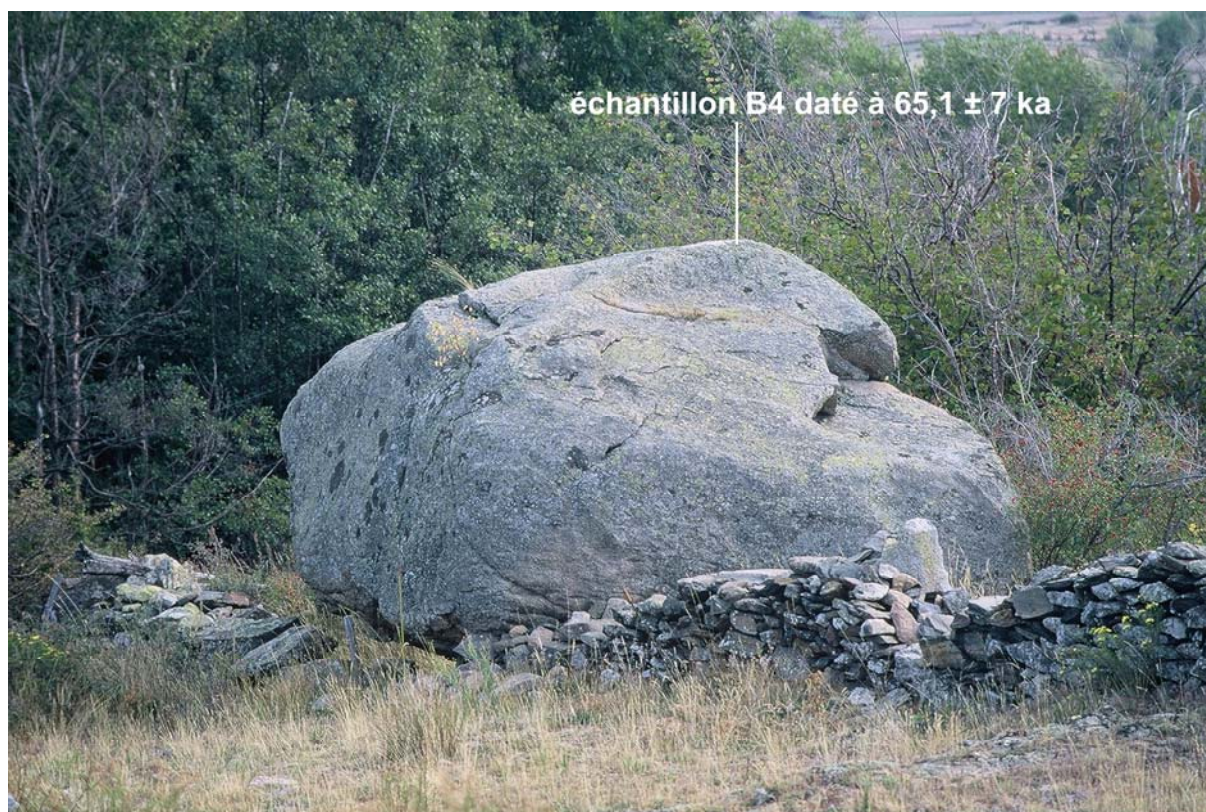
La moraine ancienne (M3) a fait l'objet de 4 prélèvements sur le sommet de blocs erratiques exhumés, posés sur les restes démantelés de cordons morainiques, voire directement sur le substrat de cornéennes qui affleure par places.

Les échantillons C1, C2 et C3 ont été prélevés sur le sommet de blocs erratiques de taille métrique situés, en rive gauche du Carol, sur la moraine latérale de Bena (Fig. 6.27-A).

L'échantillon D1 a été prélevé sur le sommet d'un bloc erratique de 2 à 3 m de grand axe et de 1,5 m de hauteur (Fig. 6.27-B) localisé en rive droite du Carol sur la moraine latérale de Guils. L'enveloppe du bloc est très colorée par des oxydes de fer et a certainement perdu de nombreuses écailles depuis la stabilisation du bloc sur cette moraine latérale.

Un cinquième échantillon (D2) a été prélevé sur un bloc de taille plurimétrique, arénisé, enchâssé dans la matrice morainique et affleurant sur ~ 30 cm d'épaisseur à peine, sur une vaste zone très plate qui pourrait laisser espérer une faible érosion. Ce bloc est associé à la moraine de Guils, il est localisé au niveau du pic de Saneja (1311 m d'altitude).

Fig. 6.26 : Les blocs erratiques échantillonnés sur le site B du complexe morainique du Carol

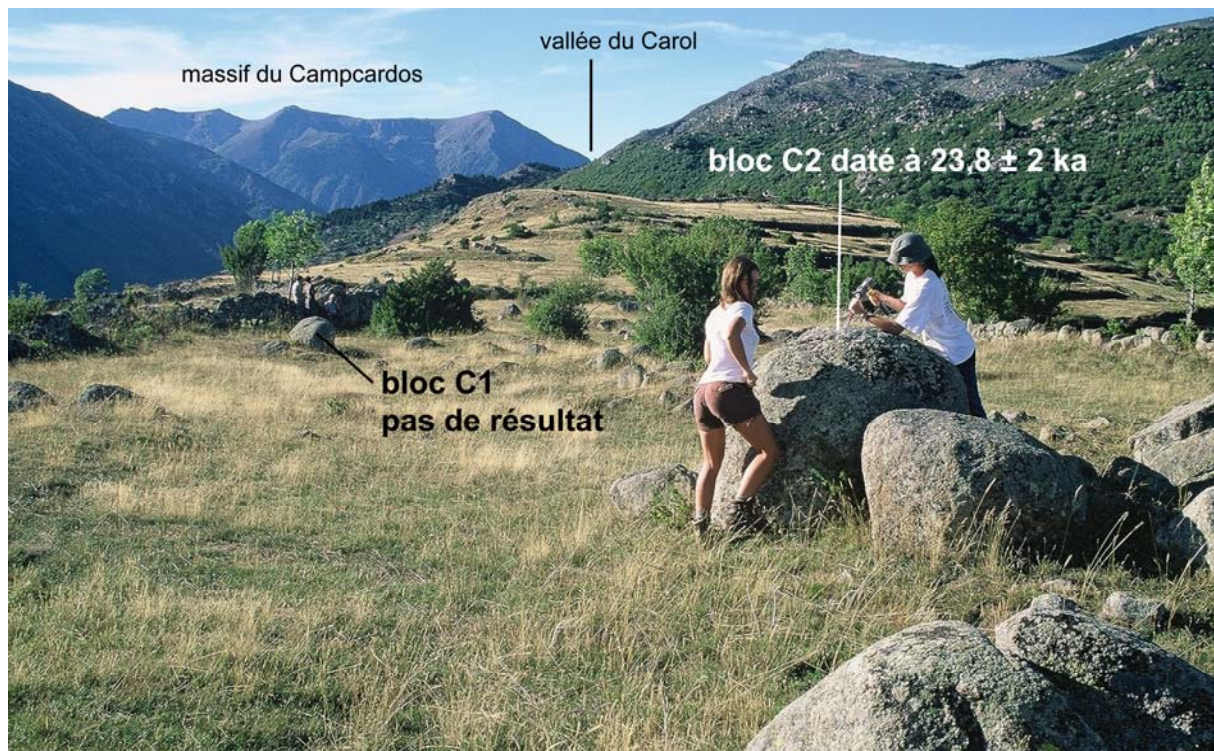


A – Bloc localisé sur la moraine latérale de Saneja en rive droite du Carol. Surface B4 prélevée sur le sommet de ce bloc et datée à $65,1 \pm 7$ ka.

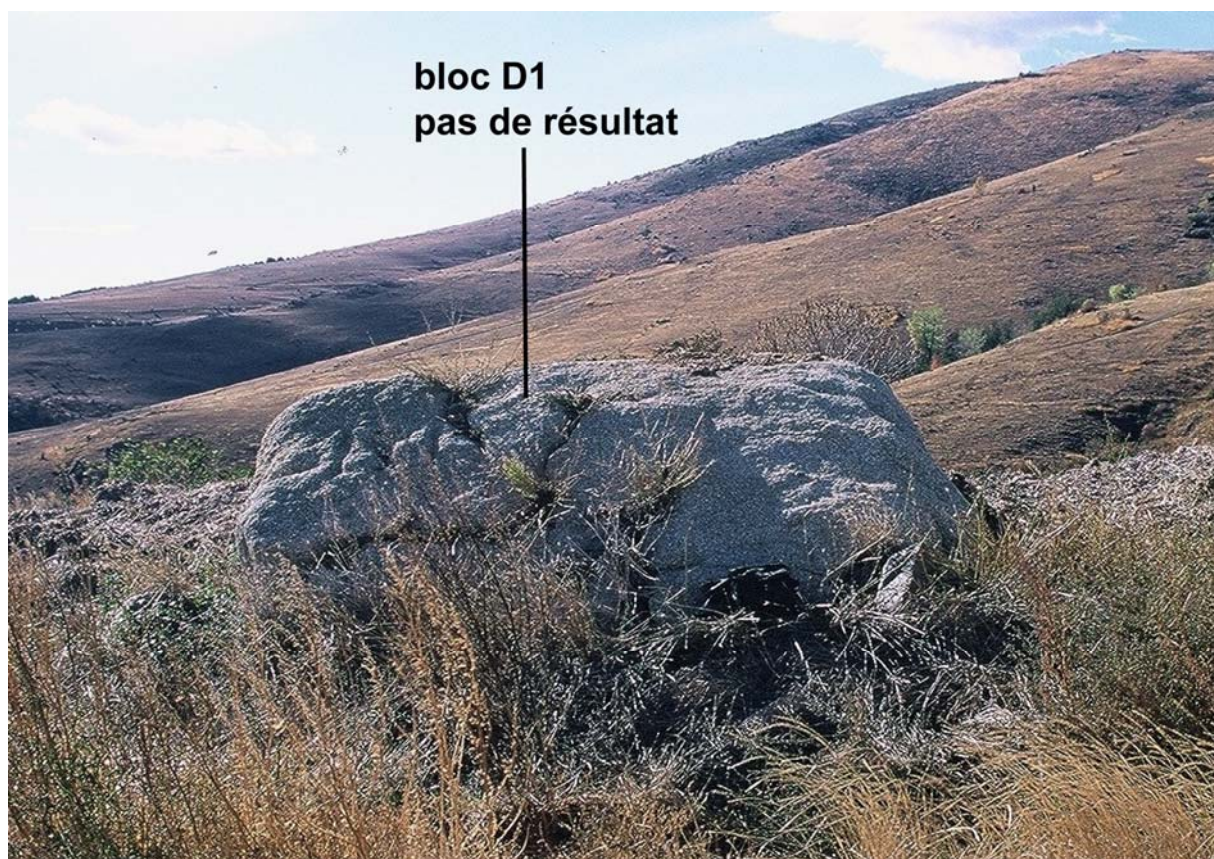


B - Bloc B5 localisé sur la moraine latérale de Saneja en rive droite du Carol.

Fig. 6.27 : Les blocs erratiques échantillonnés sur les sites C et D du complexe morainique du Carol



A - Bloc C1 et C2 localisés sur la moraine latérale de Béna en rive gauche du Carol.



B – Bloc D1 localisé sur la moraine latérale de Guils en rive droite du Carol.

3.1.2- Résultats et discussions

Le tableau 6.3 synthétise les résultats obtenus sur ces différents stades d'englacements würmiens et pré-würmiens.

Tabl. 6.3 : Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues sur le complexe morainique du Carol

Site			Ech.	Position		Altitude	Taux de production	$[^{10}\text{Be}]$	Temps d'exposition apparent
N°			Type	Latitude	Longitude	(m)	(atome/g/an)	$\ast 10^5$ (atome/g)	$\ast 10^3$ (an)
Carol A	A1	Py04-19	Bloc sur cordon	42°27'24"	1°53'31"	1330	12,75	2,91 \pm 0,34	22,9 \pm 2,7
	A2	Py04-20	Bloc sur cordon	42°27'23"	1°53'33"	1310	12,65	2,78 \pm 0,42	22,1 \pm 3,4
	A3	Py04-21	Bloc sur cordon	42°27'21"	1°53'36"	1300	12,44	2,69 \pm 0,34	21,7 \pm 2,8
Carol B	B1	Py04-22	Bloc sur cordon	42°26'56"	1°53'44"	1278	9,37	2,08 \pm 0,27	22,4 \pm 2,9
	B2	Py04-23	Bloc sur cordon	42°26'56"	1°53'44"	1278	12,21	1,03 \pm 0,17	8,5 \pm 1,4
	B3	Py04-24	Bloc sur cordon	42°26'56"	1°53'44"	1278	9,37	1,11 \pm 0,15	11,9 \pm 1,6
	B4	Py04-32	Bloc sur cordon	42°27'30"	1°53'01"	1440	14,04	8,99 \pm 0,97	65,1 \pm 7
	B5	Py04-34	Bloc sur cordon	42°27'06"	1°53'22"	1310	12,71	3,75 \pm 0,32	29,7 \pm 2,5
Carol C	C1	Py04-25	Bloc épars	42°28'33"	1°53'19"	1575	15,54	Pas de résultat	Pas de résultat
	C2	Py04-26	Bloc épars	42°28'30"	1°53'22"	1575	15,54	3,68 \pm 0,3	23,8 \pm 2
	C3	Py04-27	Bloc épars	42°28'28"	1°53'25"	1575	15,36	3,74 \pm 0,42	24,5 \pm 2,7
Carol D	D1	Py04-35	Bloc épars	42°26'22"	1°52'55"	1310	12,71	Pas de résultat	Pas de résultat
	D2	Py04-36	Bloc épars	42°26'10"	1°53'53"	1310	12,71	1,86 \pm 0,25	14,6 \pm 2

Note : Les échantillons A1 (Py04-19), A2 (Py04-20) et A3 (Py04-21) présentés dans ce tableau ont été mis à disposition de l'équipe RISKMAT. Ils sont présentés dans la thèse d'A. Rodas Bolumburu (2008) sous les codes YRA 19, YRA20 et YRA21. Les temps d'exposition présentés dans ce tableau sont calculés sur la base du standard de Nishiizumi et al. (2007) et diffèrent légèrement des temps d'exposition présentés dans la thèse d'A. Rodas Bolumburu (2008) car ces derniers sont calculés sur la base du standard ICN (cf. section 2.3.1 du chapitre 4).

*** Des blocs erratiques en relation avec les stades pré-würmiens trop altérés pour dater efficacement ces stades d'englacement**

Toutes les datations ^{10}Be associées aux moraines M2 (site B) et M3 (sites C et D) donnent des âges würmiens. L'âge le plus ancien a été obtenu sur la moraine rissienne de Saneja (B4 daté à 65,1 \pm 7 ka). Or, un âge würm moyen-ancien sur cette unité morainique n'est pas acceptable compte tenu de l'état d'altération des tills et de la nappe fluvioglacière à laquelle elle se raccorde. Rappelons que les dépôts würmiens sont en général de teinte claire, grise ou beige, et les matrices sablo-limoneuses alors que les dépôts pré-würmiens sont plus colorés, ocre-rouille, et plus riches en fines. De plus, les moraines pré-würmiennes renferment seulement 5 à 20 % de galets sains et 20 à 40 % de galets arénisés en totalité alors que les moraines würmiennes ont en général 50 % de galets sains, le reste fragile et de rares galets friables ou arénisés. Or, la moraine de Saneja se singularise par « des colorations chaudes, ocre-jaune à ocre-roux, même en profondeur (Calvet, 1996, p. 874). Elle présente même des

« restes de pédogénèses évoluées [...], il s'agit de lambeaux d'un horizon de style Bt, avec des illuviations argileuses ocre-roux sur les faces d'agrégats plus grisâtres. Ces illuviations se disposent en réalité en bandes, dans une structure d'aspect grossièrement feuilleté, subhorizontale et compactée, qui pourrait être un horizon de type fragipan antérieur à la phase de rubéfaction et d'illuviation. Ces évidents polyphasages sont un garant supplémentaire de l'âge reculé de ces moraines » (Calvet, 1996, p. 874). Enfin, les blocs sains, comparables à ceux échantillonnés (B4 et B4), sont relativement rares à la surface du cordon morainique ; par contre, les blocs arénisés, friables au marteau, représentent 60 % de la fraction grossière (Calvet, 1996, p.874).

Au total, l'ensemble des datations obtenues sur ces constructions morainiques doivent être interprétées comme résultant d'un écaillage tardif d'une enveloppe rocheuse altérée et/ou d'une exhumation érosive exportant les matrices et abaissant sensiblement la topographie pour donner ces formes convexes surbaissées.

**** Un MEG Würm contemporain du MIS 2***

En revanche, les datations obtenues sur le cordon würmien (A1, A2 et A3) sont tout à fait crédibles car les blocs échantillonnés sont parfaitement sains et ne montrent pas de trace évidente d'écaillage superficiel. Ces trois datations donnent un âge würm récent et permettent d'avancer que, sur le Carol comme sur le bassin de la Têt, le MIS 2 (équivalent probable du stade GS-3) s'est traduit par une progression glaciaire suffisante pour que le front glaciaire rejoigne l'emprise MEG Würm. Rappelons cependant que le cordon latéral échantillonné ne correspond pas à la moraine würmienne la plus externe. Lors de l'échantillonnage, en 2004, nous avons recherché la construction morainique la plus proéminente et délaissé le cordon würmien le plus externe car ce dernier a un profil plus abâtardi. Compte tenu de la chronologie identifiée sur le bassin glaciaire ariégeois, où les différents stades d'englacement quaternaire sont sensiblement plus déboîtés que sur les petits glaciers de vallée de la façade méridionale du domaine d'étude, il est possible que ce cordon externe d'Yrivals représente un stade würmien antérieur au MIS 2. Un échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be est tout à fait envisageable vue l'abondance et l'état de fraîcheur des blocs qui jonchent cette moraine würmienne externe (cf. Fig. 6.24), en particulier l'énorme bloc qui porte gravé la borne frontière 462.

3.2- Les datations pré-würm du bassin glaciaire ariégeois

Compte tenu du caractère peu concluant de ces premiers résultats, des prélèvements allant dans ce sens n'ont pas été systématisés sur le bassin glaciaire ariégeois ; seulement quatre échantillons ont été prélevés.

Ces quatre échantillons ont tous été prélevés sur des blocs erratiques posés directement sur le substrat rocheux, sans matrice morainique. Ces blocs sont interprétés comme les restes de placages pré-würmiens plus ou moins perchés au-dessus des jalons morainiques MEG Würm (cf. section 1 du chapitre 5). Ces « restes » morainiques ne permettent pas, comme sur le Carol, de distinguer clairement combien de stades pré-würmiens ils représentent. Deux paléoemprises spatiales pré-würmienne sont très partiellement reconstituées mais il est très difficile de corréliser les blocs échantillonnés à telle paléo-emprise pré-würmienne plutôt que telle autre.

Tabl. 6.4 : Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues sur les dépôts pré-würmiens du bassin glaciaire ariégeois

Site			Ech.	Position		Altitude	Taux de production	$[^{10}\text{Be}]$	Temps d'exposition apparent
N°			Type	Latitude	Longitude	(m)	(atome/g/an)	$\cdot 10^5$ (atome/g)	$\cdot 10^3$ (an)
Ariège M	M1	Py06-01	Bloc épars	42°56'16"	1°40'29"	550	7,02	8,31 \pm 0,33	122,1 \pm 4,9
Ariège N	N1	Py05-02	Bloc sur cordon	42°48'01"	1°36'53"	1320	12,88	0,57 \pm 0,07	4,4 \pm 0,6
	N2	Py05-03	Bloc sur cordon	42°48'08"	1°36'53"	1300	12,69	6,37 \pm 0,72	50,8 \pm 5,8
Ariège O	O1	Py06-18	Bloc sur cordon	42°48'19"	1°32'49"	1420	13,91	6,83 \pm 0,45	49,7 \pm 3,3

*** *Le bloc de Caraybat (site Ariège M)***

Il s'agit d'un bloc erratique de gneiss situé à 550 m d'altitude sur les pentes situées au pied de Caraybat, dans le ravin d'Emballé (cf. section 1.2.1 du chapitre 5). La figure 5.14-D montre un bloc d'aspect relativement frais, de forme relativement arrondie et dont l'éroulé d'origine glaciaire a été peu démantelé par l'écaillage post-glaciaire. La datation ^{10}Be à 122,1 \pm 4,9 ka obtenue sur le sommet de ce bloc (cf. Tabl. 6.4) confirme son origine pré-würmienne et suggère un âge rissien (stade isotopique 6) mais il est sans doute préférable de ne pas chercher à préciser à ce point la chronologie de ce stade d'englacement car l'histoire d'exposition d'un bloc erratique sur la longue durée, une centaine de milliers d'années, est nécessairement complexe...

****Les blocs du pic de Balme (site Ariège N) et du col de Bene (site Ariège O)***

Les blocs du pic de Balme (site Ariège N) et du col de Bene (site Ariège O) se situent dans un tronçon amont du bassin glaciaire, sur l'interfluve Ariège-Vicdessos pour le site N (cf. section 1.3.1 du chapitre 5 et Fig. 5.21-C) et en rive gauche du Vicdessos pour le site O (cf. section 1.3.2 du chapitre 5 et Fig. 5.25-A). Tous trois souffrent manifestement d'un écaillage plus ou moins tardif et plus ou moins prononcé de leur surface rocheuse et, comme sur le Carol, fournissent des âges würmiens (cf. Tabl. 6.4).

Conclusion

Au terme de ce chapitre, il convient de dresser un bilan des apports concernant la chronologie des stades d'englacement würmiens et pré-würmiens identifiés au chapitre 5.

*** *La chronologie des stades d'englacement pré-würmiens reste fondamentalement basée sur des critères relatifs***

Les datations ^{10}Be réalisées sur le complexe morainique du Carol n'ont pas permis de préciser la chronologie des deux générations de moraines pré-würmiennes identifiées précédemment sur la base de critères altérologiques et géométriques (analyse des raccords topographiques entre les constructions morainiques et les nappes fluvioglaciaires, Calvet, 1996, cf. section 2.1 du chapitre 3). Manifestement, l'altération et l'écaillage superficiel des blocs erratiques prélevés sur les moraines M2 et M3 du Carol, voire leur dégagement

tardif de la matrice morainique, ont suffisamment rajeuni les surfaces rocheuses pour rendre la méthode de datation utilisée inopérante. Compte tenu de ces résultats, en Ariège, les prélèvements sur blocs erratiques pré-würmiens ont été limités à 4 échantillons seulement ; l'un d'entre eux, la surface M1 datée à $122,1 \pm 4,9$ ka, a livré un âge susceptible d'être retenu. On s'en tiendra donc à une chronologie des stades d'engagements pré-würmiens principalement basée sur des critères relatifs (cf. conclusion chapitre 3).

En Cerdagne et Capcir, les moraines M2 peuvent être corrélées au stade MIS 6 car cette génération de moraine est topographiquement raccordée à la terrasse T2. Or, cette nappe fluvioglaciaire est reconnue régionalement comme immédiatement antérieure à l'Eémien. La génération M3 occupe, quant à elle, une position plus reculée dans le Quaternaire comme le montre le passage latéral de cette construction morainique à la nappe fluvioglaciaire T4 (coupe d'Ur, Calvet, 1996). De plus, cette génération de dépôts jalonne une emprise spatiale sensiblement plus étendue que les générations postérieures. Alors que les dépôts M1 et M2 sont distants seulement de 500 à 700 m, M3 s'avance environ 2 km en aval du front MEG Würm. Compte tenu de cela, M. Calvet (1996) propose de corréler la génération M3 au stade MIS 16 car le caractère prononcé de ce pic sur les courbes isotopiques marines suggère un refroidissement particulièrement drastique et prolongé. L'absence sur le piémont de Cerdagne de dépôts raccordé aux nappes T3 est mise sur le compte d'un faible développement des glaciers montagnards durant le Quaternaire moyen. Cette vision s'accorde bien avec l'image d'un Quaternaire moyen relativement sec que les nombreuses traces de glaciplanation, d'éolisation et d'encroûtement laissent entrevoir.

En Ariège, le tracé de l'emprise spatiale des paléoenlacements pré-würmiens est plus partiel car les jalons morainiques sont rares et parfois limités à des blocs épars, posés directement sur le substrat, sans matrice morainique (cf. section 2 du chapitre 5). Cependant, deux types d'emprise glaciaire d'ampleur sensiblement différente sont clairement identifiés. Ces deux paléoenlacements glaciaires sont très probablement contemporaines des deux cycles glaciaires identifiés en Cerdagne et Capcir.

(i) L'emprise pré-würmienne la plus étendue est jalonnée seulement par quelques sites en position très perchée : Quéménailles, Mentiès, peut-être certains blocs de Caraybat et, surtout, les blocs de Varilhes juchés à plus de 450 m d'altitude au-dessus de la nappe T3 de la plaine de Pamiers. Ces jalons morainiques pourraient donc être contemporains de la génération M3 définie sur les complexes terminaux de Cerdagne et de Capcir (Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004) et appartenir à un cycle glaciaire quaternaire moyen (MIS 16 ?). Ils soulignent un paléoenlacement extrêmement étendu, dont le front s'avancait 10 km au moins en aval du front MEG Würm (distance entre le méandre du Courbet et les blocs erratiques du Pech de Varilhes) contre seulement 2 km sur le Carol.

(ii) Une autre emprise spatiale, de moindre ampleur, est clairement raccordée à la génération T2 des nappes fluvioglaciaires de la plaine de Pamiers, c'est-à-dire aux nappes dont l'état d'altération des galets et le degré d'évolution des sols indiquent clairement un âge rissien (Hubschman, 1975). Cette emprise spatiale rissienne est jalonnée par une série de placages altérés et de blocs erratiques dominants d'une centaine de mètres les jalons MEG Würm du bassin de Tarascon et des hautes vallées. Vers l'aval, dans le bassin de Foix-Montgaillard, elle est soulignée par l'obturation d'Antras et le complexe juxtaglaciaire de la Barguillère, situé légèrement en retrait par rapport à l'emprise MEG Riss (cf. section 1.1.2 et 1.1.3 du chapitre 5). Cette

génération se caractérise donc par une emprise spatiale située 50 à 100 m au-dessus des jalons morainiques MEG Würm sur les versants du bassin glaciaire ariégeois et 4 km en aval du front würmien dans l'axe de l'Ariège (distance entre le méandre du Courbet et la cluse de Labarre) contre seulement quelques centaines de mètres sur le Carol et l'Angoustrine. Au total, on retiendra la position des fronts glaciaires contemporains des cycles würmiens (M1), rissiens (M2) et quaternaire moyen (M3) est sensiblement plus déboitée sur le bassin glaciaire ariégeois que sur les petits organismes glaciaires de Cerdagne et de Capcir où ces différentes générations de dépôts s'étirent sur 2 km dans le meilleur des cas (complexe du Carol) et se télescopent le plus souvent (Cas du Galbe, Lladure-Vallserra et Têt).

**** Des progrès significatifs en termes de chronologie du cycle glaciaire würmien***

La datation U-Th à 91 ka obtenue au toit du plancher stalagmitique fossilisé par la formation détritique würmienne du remplissage karstique de Niaux-Sabart-Lombrives (Soriaux, 1981 ; 1982 ; Bakalowicz et al., 1984) donnait indirectement la chronologie de l'entrée en glaciation. On dispose désormais d'une datation ^{10}Be qui renseigne directement le moment à partir duquel l'emprise MEG Würm est atteinte sur le bassin glaciaire Ariège-Vicdessos-Aston-Najar-Oriège-Lauze. Manifestement, cette emprise MEG Würm est atteinte dès le début du cycle glaciaire, peut-être dès 60-70 b2 ka (~ MIS 4), voire dès 75 ou 80 b2 ka. Les données ^{10}Be obtenues en Ariège indiquent en outre que l'emprise MEG Würm se maintient peu ou prou au même point jusqu'au cœur du MIS 3 même si les nombreux interstades würmiens survenus entre 30 et 60 b2 ka ont très probablement provoqué des fluctuations plurikilométriques de la position du front glaciaire. En revanche, il semble bien que le MIS 2 se soit traduit par une pulsation glaciaire cantonnée quelques kilomètres en arrière du front MEG Würm. En effet, les âges ^{10}Be obtenus sur les sites F et I du bassin de Tarascon s'accordent parfaitement avec la datation U-Th à 19 ka située à la base du plancher stalagmitique qui scelle les dépôts détritiques würmiens du remplissage de Niaux-Lombrives et permettent de corréliser les stades Bompas-Arignac et Bernière au stade GS-2c de la nomenclature INTIMATE ; le stade Garrabet serait, quant à lui, immédiatement antérieur au stade GS-2c et probablement contemporain du stade GS-3.

Par la suite, sans doute au cours de l'interstade GS-2b, les glaciers de l'Ariège et du Vicdessos régressent rapidement mais, pour le moment, aucun élément ne permet de localiser la position des fronts glaciaires au cours de cet interstade würmien situé à la charnière entre le Pléniglaciaire supérieur et le Tardiglaciaire. Dans ces conditions, il est difficile de déterminer si les paléoenglacements tardiglaciaires identifiés en haute Ariège et sur le Haut Vicdessos correspondent à de véritables néoenglacements ou à de simples stades de déglaciation. Dans le haut Vicdessos, les données ^{10}Be et ^{14}C de Freychinèdes (Jalut et al., 1982) s'accordent parfaitement pour montrer (i) la présence, au Dryas ancien, d'une langue de glace de 4 à 5 km dans la vallée de Suc et (ii) la déglaciation probablement définitive de ce secteur dans le courant de l'Allerød. Dans l'axe de l'Ariège, le Dryas ancien pourrait correspondre à un paléoenglacement de taille beaucoup plus conséquente, un glacier de vallée d'une vingtaine de kilomètres de long (équivalent stade Petches), si toutefois les datations ^{10}Be obtenues sur les verrous du bassin d'Aix-les-Thermes s'avèrent recevables. A ce jour, aucun élément ne permet encore de garantir l'absence de rajeunissement par exhumation tardive de tills mais l'analyse stratigraphique et les datations ^{14}C réalisées par D. Galop (rens. oral, données inédites) sur le remplissage juxtaglaciaire du col du Puymorens devraient fournir prochainement des éléments de confrontation susceptibles d'enrichir la discussion.

Il faut envisager sur la marge sud-est du massif du Carlit, comme sur l'ensemble des petits organismes de la façade méridionale et orientale du domaine d'étude, une chronologie du MEG Würm très proche de celle identifiée en Ariège. Mais, à l'évidence, ces bassins glaciaires de petite taille ont abrité des glaciers très réactifs aux changements climatiques ; aussi, les paléoemprises glaciaires générées par les pulsations froides intra-würmiennes (MIS 2, MIS 4 et peut-être MIS 5b et 5d) se sont toutes plus ou moins télescopées et sont responsables de l'édification d'un seul et même complexe morainique terminal composé de matériaux sains, blocs et galets peu altérés emballés dans une matrice morainique grise à beige portant des sols de type ranker très peu évolués. Certes, ces vallums würmiens sont parfois subdivisées à leurs fronts en multiples cordons plus ou moins pressés les uns contre les autres (cf. Têt, Carol) mais ces cordons frontaux sont systématiquement reliés à une même construction morainique latérale à partir de laquelle nous avons délimité l'emprise spatiale MEG Würm. Ce schéma s'accorde d'ailleurs très bien avec le constat dressé à l'échelle du Quaternaire d'un déboîtement plus sensible des différents maxima d'englacement sur le grand glacier de vallée composite ariégeois que sur les petits organismes glaciaires du domaine méditerranéen. Suite à ce MEG Würm multi-stadial, atteint pour la dernière fois probablement lors du stade GS-3 de la nomenclature INTIMATE (cf. datation ^{10}Be sur les blocs erratiques des sites Têt A et Têt B mais aussi sur la moraine M1 du Carol), la déglaciation de la marge sud-est du massif du Carlit se déroule selon des modalités spatio-temporelles proches de celles identifiées en Ariège.

Le stade GS-2c correspond dans les deux cas au premier stade de net amaigrissement de la masse de glace. Sur la Têt, il s'agit du stade Borde dont le front se tient seulement 1 km en arrière du front GS-3 de Mont-Louis mais qui correspond à une langue de glace deux fois moins épaisse que lors du dernier maximum würmien (une centaine de mètres d'épaisseur au stade Borde contre ~ 250 m au stade GS-3). En Ariège, il s'agit des stades Bompas-Arignac et Bernière qui jalonnent également un très important amaigrissement de la masse de glace responsable d'ailleurs de l'apparition des premières disjonctions (Ariège-Vicdessos et Ariège Courbière).

Le stade GS-2b correspond sur la Têt à une période de régression généralisée. La tourbière fossile de la Grave-amont montre que, dès 20 ka cal. BP, la glace est cantonnée aux cirques les plus élevés de la marge sud-est du massif du Carlit. Dans l'axe de l'Ariège comme sur le Vicdessos, aucun élément ne permet encore de caractériser précisément l'emprise spatiale des paléoenglacements contemporains de cet interstade fini-würmien. On sait seulement que les transfluences du port de Lhers et du col du Puymorens ne sont plus fonctionnelles. C'est aussi manifestement le cas de celle du col du Puymorens (sondage inédit D. Galop, *rens. oral*). Il est par conséquent difficile de savoir si les paléoenglacements reconstitués pour le Dryas ancien (stade de Petches dans l'axe de l'Ariège, stade de Suc dans le bassin du Vicdessos) correspondent à un véritable néoenglacement des hautes vallées ou à de simples stades de déglaciation postérieurs au MEG Würm.

L'histoire des paléoenglacements tardiglaciaires est sensiblement mieux renseignée sur la marge sud-est du massif du Carlit que sur le bassin glaciaire ariégeois. En effet, les datations ^{10}Be obtenues dans les cirques du sud Carlit indiquent (i) la présence de petits glaciers de cirque au Dryas ancien (ce qui s'accorde bien avec la stratigraphie du remplissage détritique Grave-amont et les données palynologiques régionales), (ii) une déglaciation généralisée à l'Allerød renseignée par plusieurs datations ^{10}Be sur verrous et en bon accord avec les données palynologiques régionales, (iii) un retour possible,

au moins localement, de tout petits glaciers de cirque au Dryas récent. C'est ce qu'indiquent deux datations ^{10}Be dans le cirque Grave amont, une sur construction morainique, l'autre sur verrou. Ces datations ^{10}Be sont tout à fait crédibles car elles concernent une zone ouverte aux flux humides venus du NW et où l'absence totale de glacier rocheux fournit un indice supplémentaire de l'existence de petits glaciers de cirque au Dryas récent.

3^e PARTIE

Recherche sur la variabilité spatio-temporelle de l'érosion en contexte glaciaire

Comme nous l'avons signalé dans l'introduction générale, les travaux concernant la chronologie et la paléogéographie des phases d'englacement fournissent le cadre spatio-temporel nécessaire à une recherche sur l'impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans le domaine est-pyrénéen. La préservation de paléotopographies néogènes et d'altérites pré-quaternaires jusqu'au cœur du domaine englacé montrent bien que la morsure glaciaire n'a pas totalement effacé les formes du relief antérieures au Quaternaire froid. Si le modèle d'érosion différentielle de D.E. Sugden (1978) fournit un cadre théorique permettant très largement d'expliquer la diversité spatiale de l'empreinte glaciaire dans les socles des hautes latitudes, le caractère montagnard et méridional de notre domaine d'étude impose une réflexion sur la hiérarchie des facteurs qui gouvernent la marche de l'érosion glaciaire. Outre les facteurs glaciologiques et topographiques que D.E. Sugden met en avant, nous proposons de questionner le facteur temps dans une double perspective. (i) En termes d'histoire des paléoenglacements quaternaires, la prise en compte du facteur temps débouche sur une recherche de la variabilité temporelle du rythme de l'érosion en contexte glaciaire (Chapitre 7). (ii) En terme de durée des paléoenglacements, une analyse morphométrique des cirques glaciaires est entreprise afin de détecter l'existence éventuelle de contrastes entre les marges du domaine englacé, recouvert par la glace seulement en phase d'expansion maximale, et le cœur des zones d'accumulation englacées sur toute la durée des cycles glaciaires quaternaire (chapitre 8).

Chapitre 7 :

Variabilité temporelle du rythme de l'érosion au cours du dernier cycle glaciaire :

Le cas de la marge sud-est du massif du Carlit

Chapitre 8 :

Morphométrie des cirques et variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire quaternaire dans l'est des Pyrénées

Chapitre 7

Variabilité temporelle du rythme de l'érosion au cours du dernier cycle glaciaire :

Le cas de la marge sud-est du massif du Carlit

Introduction

De nombreux travaux de quantification du rythme de l'érosion glaciaire ont été proposés au cours de ces dernières décennies. Dans le sillage d'une géomorphologie axée sur la physique des processus, un grand nombre d'études ont été réalisées sur systèmes fonctionnels : mesures directes d'abrasion (cf. section 2.2.1 du chapitre 1), mesures indirectes *via* une quantification des flux sédimentaires en transit dans les eaux proglaciaires (cf. section 4.1 du chapitre 1). Ces quantifications livrent des vitesses *quasi* instantanées et renseignent le rythme actuel de l'activité érosive. Faute de pouvoir extrapoler dans le temps ces données actuelles sans risque de fausser notablement les résultats, les recherches sur la vitesse de l'érosion glaciaire se sont orientées vers des méthodes de quantification capables de dresser des bilans sur la longue durée : quantification du volume mis en creux au niveau des cirques glaciaire, des auges ou des fjords sur toute la durée du Quaternaire (cf. section 4.3.1 du chapitre 1), estimation de la tranche érodée durant un cycle glaciaire à partir de la mise en évidence d'héritages d'exposition sur des surfaces rocheuses datées par nucléides cosmogéniques (cf. section 4.3.2 du chapitre 1), estimation du volume sédimentaire mobilisé et piégé durant une phase d'englacement. Cette dernière méthode, dite « méthode volumique », est la seule réellement capable de saisir la variabilité temporelle de l'érosion, à condition, cependant, que la chronologie de l'enregistrement sédimentaire exploité soit clairement précisée.

La revue bibliographique présentée au chapitre 1 (cf. section 4.2) montre (i) que l'essentiel des travaux de quantification de l'érosion glaciaire concernent les hautes latitudes ($n=56$) tandis que les études portant sur les montagnes des latitudes moyennes sont nettement moins nombreuses ($n=4$), (ii) que les quantifications les plus fréquentes couvrent l'ensemble du Quaternaire ($n=15$), le Tardiglaciaire et l'Holocène ($n=21$) ainsi que l'actuel ($n=21$), (iii) que les études à l'échelle d'un seul cycle glaciaire sont très rares ($n=3$). (iv) Beaucoup plus rares encore sont les études mettant en évidence la variabilité temporelle de l'érosion au cours d'une période donnée car cela suppose que la chronologie du dépôt sédimentaire soit suffisamment détaillée. A Elverhøi et al, 1998 proposent une synthèse des travaux mettant en évidence les changements de rythme survenus dans le courant de l'Holocène (Elverhøi et al., 1995 ; Bratlie, 1994). Des études comparables existent pour l'ensemble du Quaternaire (Elverhøi et al., 1995 ; Glasser & Hall, 1996) mais nous n'en avons recensé aucune pour le dernier cycle glaciaire (Delmas et al., 2009 ; cf. Annexe B).

La marge sud-est du massif du Carlit offre précisément l'opportunité de quantifier la variabilité temporelle du rythme de l'érosion würmienne dans une montagne méditerranéenne. Dans ce chapitre, un rappel des cadres de l'étude permet de souligner dans quelle mesure cet espace constitue un laboratoire naturel exceptionnel (section 1). Ce premier point est suivi d'une présentation de la méthode de quantification mise en œuvre (section 2), des résultats (section 3) et d'une discussion sur la fiabilité et la signification géomorphologique de ces mesures (section 4).

1- Le cadre de l'étude

1.1- Un conservatoire de formes et de dépôts glaciaires

La marge sud est du massif du Carlit se singularise par l'ampleur des topographies de plateaux dérivées de surfaces d'aplanissement d'âge miocène très peu dégradées (Fig. 5.46). Ces paléoformes portent encore de nombreux manteaux d'altérites à boules parfois observables sous des nappes de till (Fig. 5.58). Le réseau des vallées est peu encaissé dans ces plateaux en raison de l'altitude élevée des niveaux de base locaux que constituent les bassins d'effondrement de Cerdagne et de Capcir (1200 à 1500 m). Les points culminants du massif forment un ensemble de reliefs résiduels raides, plus ou moins morcelés en pitons triangulaires, qui dominaient initialement les aplanissements néogènes et que les cirques glaciaires ont retouché, d'une manière de plus en plus discrète vers le sud-ouest (Fig. 5.46-B). Ce dispositif topographique original fait du Carlit un conservatoire de formes et de dépôts glaciaires exceptionnel. Plateaux et cuvettes ont piégé à l'amont la *quasi* totalité des matériaux produits lors des phases de retrait et, à l'aval, comme dans les hauts bassins de Cerdagne et de Capcir surtout, de puissantes constructions latérales et frontales prolongées par des cônes proglaciaires contemporains du dernier cycle glaciaire (Fig. 5.47). Au regard de la superficie relativement modeste du domaine englacé, le volume des sédiments piégés est considérable et représente certainement une partie essentielle du volume sédimentaire produit lors du dernier cycle glaciaire. Rien d'équivalent n'existe dans le reste de la chaîne pyrénéenne, en particulier dans les grandes vallées très englacées du versant nord (Ariège, Garonne...), où les constructions morainiques sont étriquées au regard de l'ampleur de leur bassin d'alimentation, ou détruites et les matériaux évacués vers l'aval, étalés en nappes alluviales où il est impossible de séparer la part des apports glaciaires de chaque bassin, voire même de séparer ce qui a été amené par les affluents de la Garonne depuis le Massif central. C'est cette singularité qui fait du sud Carlit un véritable laboratoire de terrain que l'on se propose d'exploiter dans ce chapitre.

1.2- Le cadre spatio-temporel des paléoenglacements würmiens

1.2.1- La géométrie et la composition de l'enregistrement sédimentaire

L'essentiel des formes et formations glaciaires cartographiées sur la marge sud-est du Carlit sont contemporaines du cycle glaciaire würmien. Ce n'est qu'aux marges des complexes terminaux de Cerdagne et de Capcir que des dépôts pré-würmiens ont été individualisés, tantôt quelques hectomètres en aval des fronts würmiens comme sur l'Angoustrine et le Carol, tantôt sous les moraines récentes de la vallée du Galbe (Calvet, 1996, 2004 ; cf. section 2.1.1 du chapitre 5). La géométrie des cordons morainiques et le faciès des dépôts permettent de distinguer trois unités au sein de la séquence würmienne (Fig. 7.1) :

(i) **L'unité terminale** est constituée des puissantes moraines frontales et latérales (hauteur supérieure à 100 m) et des nappes fluvioglaciaires qui ont permis de souligner l'emprise spatiale du MEG Würm. Ces formes construites cumulent les dépôts mobilisés par le glacier würmien en progression et ont cessé d'être alimentées dès le début de la déglaciation. C'est une évidence pour les constructions morainiques. C'est probablement aussi le cas des nappes fluvioglaciaires situées en aval comme le montrent la forte incision des plans de terrasse et, surtout, le raccord topographique entre ces plans de terrasses hérités et les vallums morainiques MEG Würm.

(ii) Entre les complexes terminaux et la zone des cirques, **l'unité de déglaciation** est constituée de constructions morainiques de petite taille, de dépôts glaciolacustres et fluvioglaciaires piégés dans les ombilics, en arrière des constructions morainiques ou sur de larges topographies de plateau. Comme l'indique le nom de cette unité, ces dépôts sont contemporains de la dernière phase de déglaciation du glacier würmien.

(iii) **L'unité des cirques** est, quant à elle, constituée de cordons morainiques de très petite taille, 3 à 4 m de haut pour certains, une dizaine de mètres de haut maximum pour d'autres. Tous se singularisent par un modelé aiguisé particulièrement apparent sur photographies aériennes, ce qui les distingue très nettement des stades de déglaciation situés plus en aval et dont le modelé est sensiblement plus émoussé. L'unité des cirques comprend également des glaciers rocheux ; ils sont toujours étroitement associés aux versants rocheux les plus raides et aux grands tabliers d'éboulis (Fig. 5.59 et 5.60).

1.2.2- La chronologie de l'enregistrement sédimentaire

Les datations ^{10}Be et ^{14}C obtenues sur la marge sud-est du massif du Carlit (section 2 du chapitre 6) ont permis de dater trois moments du cycle glaciaire würmien.

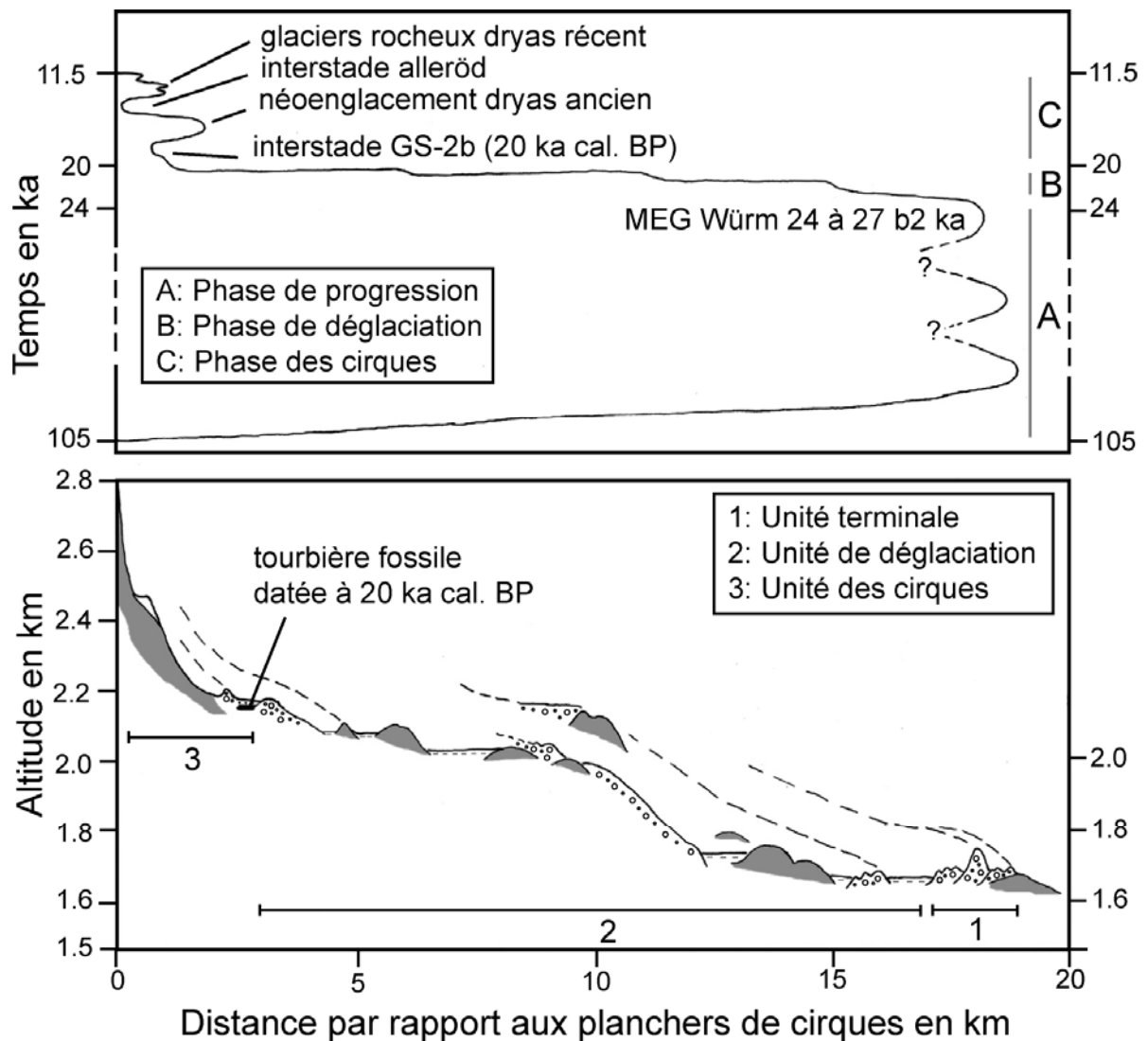
(i) Le MEG Würm est contemporain du MIS 2 et du LGM des hautes latitudes. Il pourrait correspondre aussi au stade GS-3 (24-27 b2 ka) identifié par les chercheurs du groupe INTIMATE sur *North GRIP* (Lowe et al., 2008). Sur ces bases, on propose de fixer vers 24 b2 ka la fin de la phase de progression glaciaire. Par contre, les datations actuellement disponibles sur le bassin de la Têt ne permettent pas de déterminer le moment à partir duquel a débuté la progression du glacier würmien.

(ii) Une déglaciation post-MEG Würm particulièrement précoce et rapide est attestée par trois âges ^{14}C sur la tourbière fossile de la Grave-amont (2150 m). Ces âges autour de 20 ka cal BP indiquent que la glace se tenait alors en amont du site daté et qu'il a suffi de 4 ka (entre 24 et 20 ka) pour passer de l'emprise glaciaire MEG Würm à un englacement cantonné aux cirques les plus élevés du massif. La rapidité du retrait est probablement liée à la topographie de la zone d'alimentation. Elle se caractérise par la présence de larges topographies planes situées entre 2100 et 2300 m d'altitude, c'est-à-dire seulement quelques centaines de mètres au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire MEG Würm. Dans ces conditions, une faible élévation de la LEG a pu entraîner une diminution considérable de la zone d'accumulation, un déséquilibre brutal du bilan de masse et donc une débâcle glaciaire.

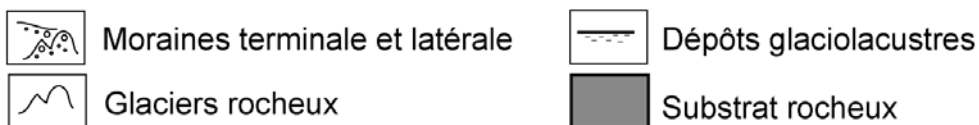
(iii) Cette phase de déglaciation généralisée est suivie d'un néoenglacement des cirques responsable de l'édification de cordons morainiques morphologiquement

distincts du reste de la séquence de déglaciation et très probablement contemporain du Dryas ancien, comme le suggèrent la stratigraphie du remplissage sédimentaire de la Grave-amont (Fig. 5.61) et les données paléoenvironnementales régionales (cf. section 1.4.1 du chapitre 6). Dans cette montagne sèche et peu élevée, le réchauffement allerød se traduit par la *quasi* disparition des derniers glaciers de cirques et le coup de froid Dryas récent par le développement généralisé des glaciers rocheux. L'ensemble des dépôts de l'unité des cirques sont donc contemporains de cette histoire tardiglaciaire.

Fig. 7.1 : Le cadre spatio-temporel de l'enregistrement sédimentaire
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)



Légende :



2- Une quantification fondée sur la méthode volumique

2.1- La quantification des volumes sédimentaires

Elle porte sur l'ensemble des formations superficielles quaternaires en relation avec (i) les processus d'érosion glaciaire c'est-à-dire les matériaux morainiques, glaciolacustres et fluvioglaciaires associés au cycle würmien mais aussi avec (ii) des processus d'érosion para et/ou périglaciaires (tabliers d'éboulis et glaciers rocheux). La plupart du temps en place, ces formations superficielles peuvent localement être éboulées ou remaniées en cône de déjection post-glaciaire. L'essentiel du volume des matériaux cartographié relève néanmoins de dépôts morainiques francs : cordons frontaux, latéraux, nappes de tills d'ablation et de fond. La superficie de l'emprise au sol des formations superficielles (Fig. 7.2) a été mesurée par planimétrie des affleurements mentionnés sur la carte géologique au 1/50 000 de Mont-Louis (Autran et al., sous presse). Ce support a été choisi pour le caractère exhaustif de la représentation cartographique. Celle-ci repose en effet sur des levés de terrain réalisés au 1/25 000 et une lecture détaillée des photos aériennes (mission IGN 1995-FD-66/250) réalisées dans d'excellentes conditions d'observation, une grande partie de la zone cartographiée étant située au-dessus de la limite supérieure des forêts. De plus, le domaine forestier est parcouru par un dense réseau de pistes offrant des coupes et il s'agit de forêts claires qui ne gênent que rarement l'observation du substrat. La précision des contours géologiques et l'échelle de la représentation cartographique garantissent une marge d'erreur sur le calcul des superficies d'emprise au sol négligeable. L'estimation des épaisseurs sédimentaires est en revanche plus délicate, compte tenu de la diversité des dépôts comptabilisés et de leur dispersion sur le bassin glaciaire. L'essentiel du volume sédimentaire a été comptabilisé comme suit :

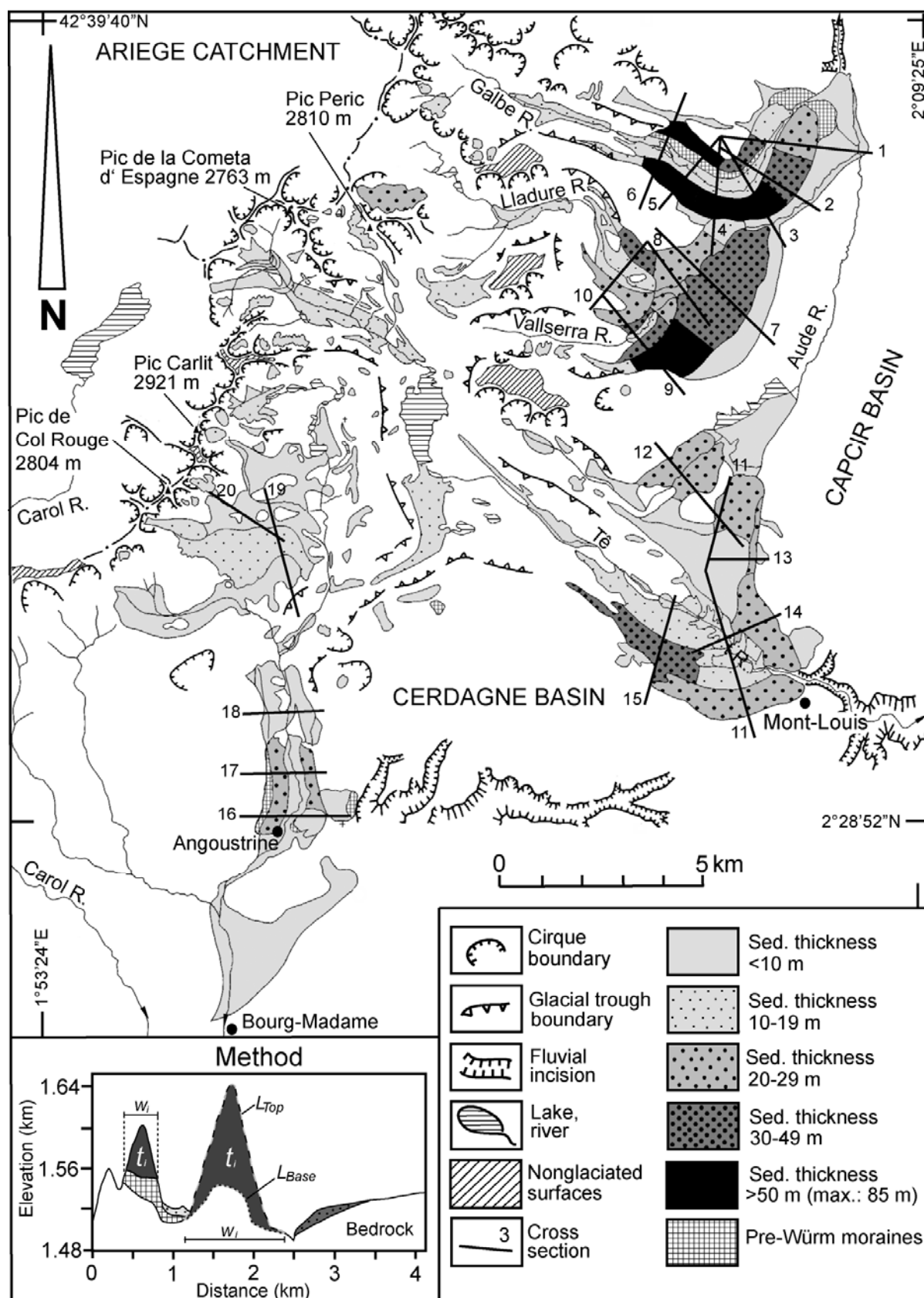
(i) Plusieurs transects perpendiculaires à l'axe des cordons ont permis d'individualiser des zones relativement homogènes en termes d'épaisseur (Fig. 7.2 et 7.3). Les transects ont été réalisés sur carte topographique au 1 : 25 000 (équidistance entre les courbes de niveau : 10 m et intercourbes à 5m).

(ii) Le volume de chaque zone (V_z) est calculé en multipliant la superficie de la zone (S_z) par l'épaisseur sédimentaire moyenne de la zone en question (T_z).

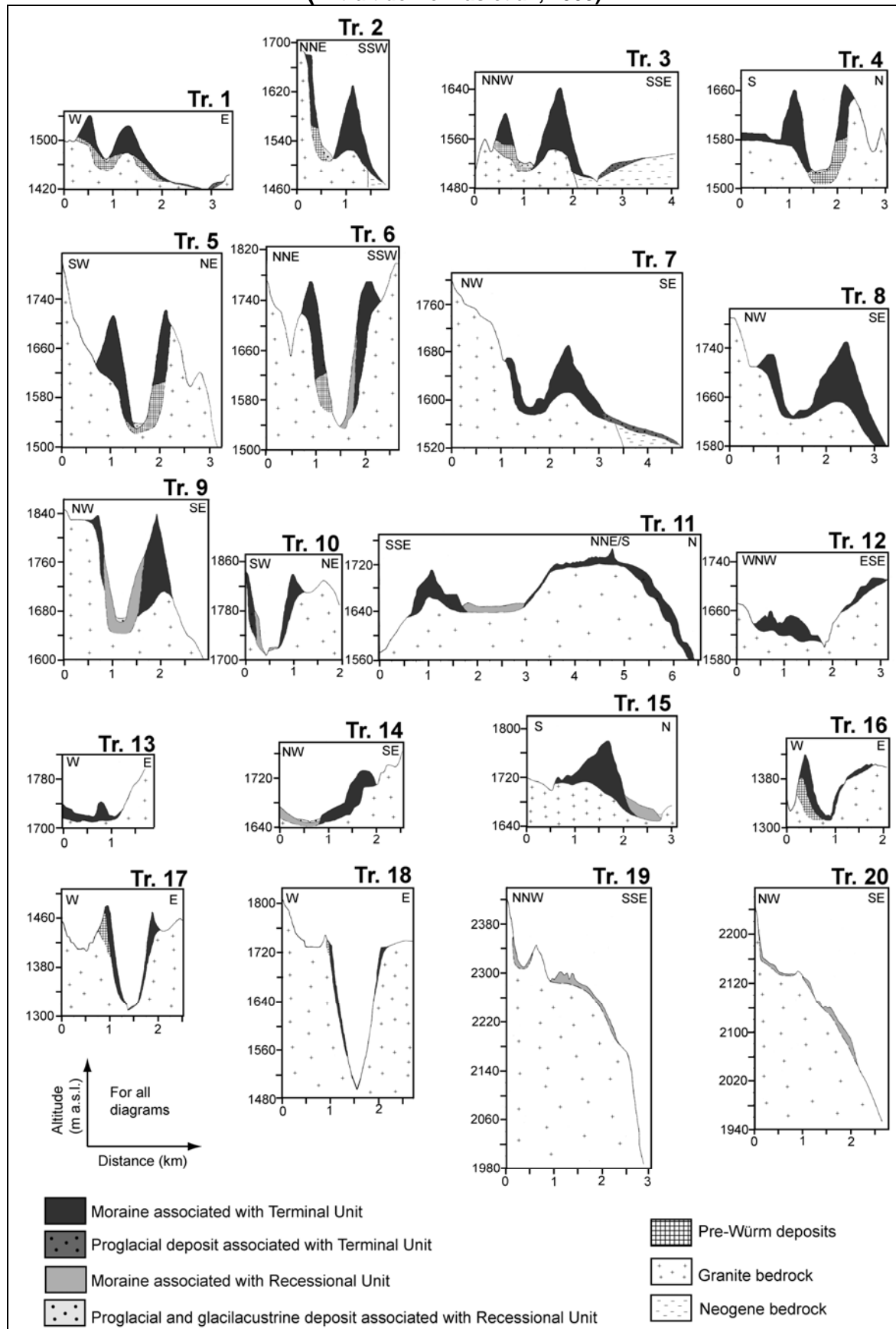
$$V_z = S_z \times T_z$$

T_z est calculée en divisant la superficie t_i de la section sédimentaire au niveau d'un transect par la largeur w_i du polygone S_z au niveau de ce même transect (Fig. 7.2). La superficie de la section t_i est délimitée par les lignes L_{top} et L_{base} . L_{top} correspond à la topographie des transects et offre un tracé de précision métrique à décimétrique. En revanche, le tracé de L_{base} n'a pas fait l'objet d'une reconstitution systématique sur la base de sondage, par géoradar par exemple, compte tenu (i) de l'étalement des dépôts sur l'ensemble du bassin glaciaire et de l'investissement technique très important que ce type de reconstitution aurait nécessité mais aussi (ii) parce que ce type de méthode ne permet pas de faire la part des dépôts würmiens et pré-würmiens observés en coupe dans les constructions morainiques de l'unité terminale.

Fig. 7.2 : Méthode de quantification du volume sédimentaire : position des transects - superficie (S_z) et épaisseur (T_z) des zones sédimentaires
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)



**Fig. 7.3 : Méthode de quantification du volume sédimentaire :
 Profil sédimentaire (t_i) des différents transects
 (Extrait de Delmas et al., 2009)**



Ponctuellement, sur Le Galbe et l'Angoustrine, nous avons pu soustraire des volumes comptabilisés les matériaux pré-würmiens altérés observés en coupe sous les dépôts würmiens frais des complexes terminaux (cf. transects 1 à 6 et 16 à 18 de la figure 7.3). Cette méthode de quantification du volume sédimentaire a été appliquée principalement aux complexes morainiques terminaux ; or, ces derniers représentent l'essentiel du volume sédimentaire (1 km^3 soit 80% du volume sédimentaire total) et au complexe Soccarades où de nombreux affleurements de substrat ont permis une reconstitution relativement précise de la topographie du plancher sous-glaciaire (L_{base}). La méthode n'a pas été étendue aux placages et cordons morainiques situés en arrière des complexes terminaux. Une évaluation des épaisseurs au cas par cas, sur la base d'observations de terrain et en prenant en compte systématiquement les hauteurs de cordons, a été réalisée pour les cordons de retrait au profil émoussés et petits cordons bien dessinés de moraines et glaciers rocheux du stade des cirques. Pour les terrasses fluvioglaciaires du Capcir et de Cerdagne, où le Néogène affleure fréquemment à la base des talus de sapement fluvial post-glaciaire, une épaisseur moyenne de 5 m a été retenue. Pour les remplissages d'ombilic situés au plancher des grandes auges, les sondages palynologiques les plus profonds atteignent seulement une dizaine de mètres (3 sondages à Borde, 8 dans le Reco, 2 vers Vallsera, Jalut et al., 1992, Guiter et al., 2005) et ont recoupé des sédiments deltaïques et lacustres. De plus, la petite taille des ombilics (~ 250 à 500m de large et < 2 km de long) et la fréquence des affleurements de substrat rocheux en place sur les marges d'ombilics montrent bien que les surcreusements glaciaires du sud Carlit sont extrêmement limités et sans commune mesure avec ceux réalisés par les grands glaciers de vallée composites nord pyrénéen ou *a fortiori* alpins. Sur ces bases, une épaisseur moyenne de 10 m a été retenue pour l'ensemble des remplissages d'ombilics comptabilisés dans ce travail. Certes, la marge d'erreur associée à cette estimation reste imprécise mais on notera que les remplissages d'ombilic et nappes fluvioglaciaires représentent moins de 10% de la superficie des dépôts pris en compte, ce qui réduit d'autant la marge d'erreur sur le volume sédimentaire total comptabilisé ici.

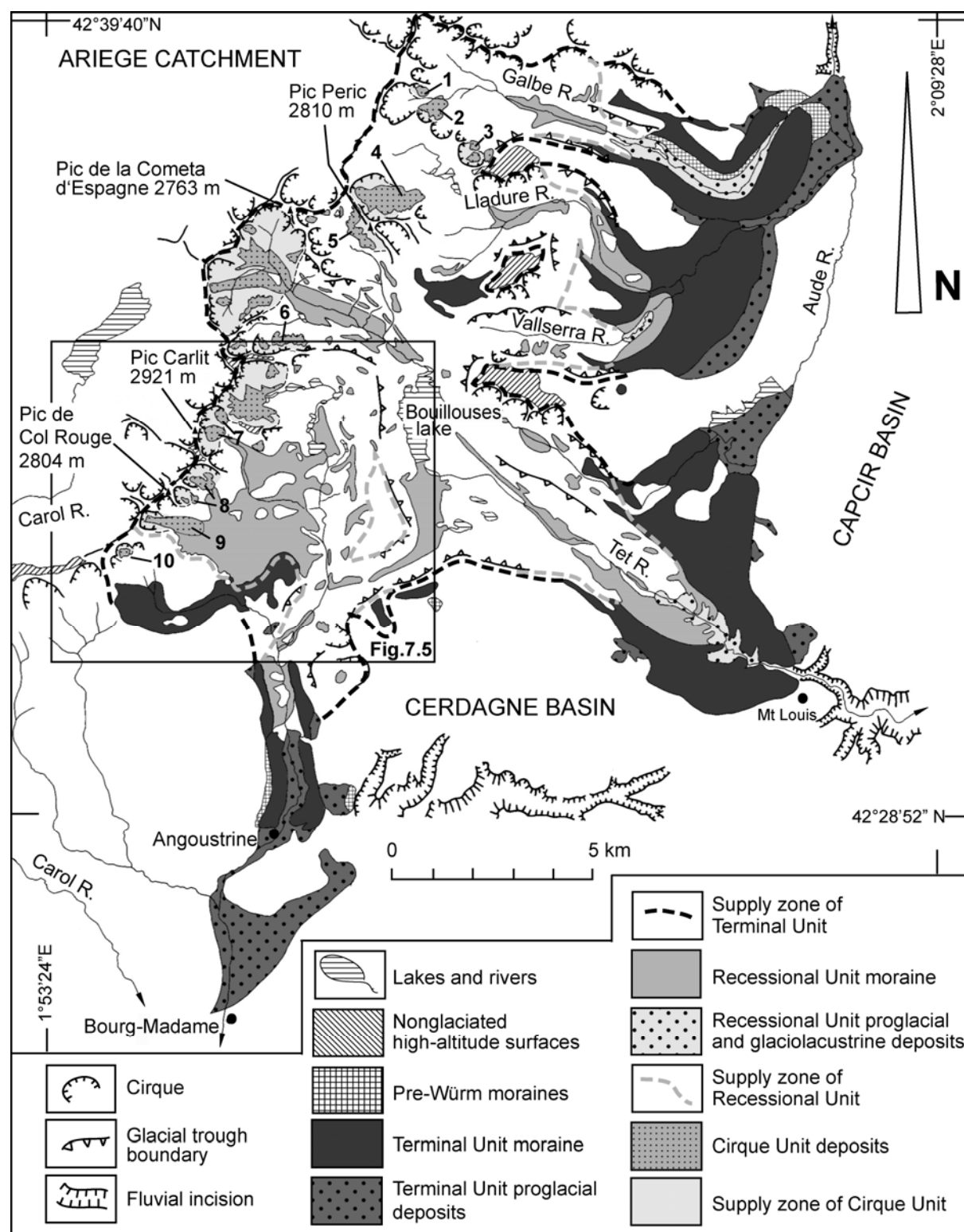
En définitive, la méthode cumule des marges d'erreur faibles, liées à la cartographie et la planimétrie des formations superficielles, et une marge d'erreur plus importante, liée incertitudes concernant le profil de L_{base} qu'il est difficile de préciser et pour laquelle on ne peut que donner la valeur indicative de $\pm 25\%$. Bien que la méthode de quantification du volume sédimentaire piégé sur le bassin glaciaire reste approximative, la possibilité de situer ces matériaux dans une chronoséquence détaillée et précisément datée permet d'approcher la variabilité du rythme de l'érosion würmienne, avec une résolution temporelle particulièrement intéressante. De plus, les approximations liées au profil de L_{base} sont très probablement du même ordre et se compensent, sans doute, les unes et les autres à l'échelle de l'ensemble du bassin glaciaire. Au total, nous retiendrons que les taux d'érosion proposés ici ont un intérêt plus relatif qu'absolu, c'est principalement dans la comparaison interne des valeurs obtenues à différentes échelles temporelles que réside l'apport de ce travail.

2.2- Une quantification des vitesses de dénudation globale à l'échelle de l'ensemble du bassin glaciaire

Le découpage de la séquence würmienne en trois unités chrono-sédimentaires (unité terminale, unité de déglaciation, unité des cirques) permet de calculer le taux de dénudation glaciaire moyen (D) pour deux intervalles de temps clé dans le déroulement d'un cycle glaciaire : la phase de progression glaciaire, sur la base du volume sédimentaire correspondant à l'unité terminale, et la phase de déglaciation, sur la base du volume sédimentaire correspondant à l'unité de déglaciation. La nature et la provenance des dépôts de l'unité des

cirques (tills au faciès fréquemment openwork, glaciers rocheux, éboulis) conduisent à exploiter ce volume sédimentaire en priorité en termes de recul de paroi (R, cf. section suivante, 1.3). Cependant, un calcul de la dénudation glaciaire moyenne (D) est également proposé pour l'unité des cirques, à titre de comparaison avec les deux autres pas de temps.

Fig. 7.4 : L'emprise spatiale des trois unités chrono-sédimentaires
(Extrait de Delmas et al., 2009)



La chronologie de la séquence würmienne rappelée *supra* permet de préciser la plupart des bornes de ces trois intervalles de temps (section 1.3.2 de ce chapitre, section 1 du chapitre 6 et Delmas et al., 2008). (i) Les datations ^{10}Be sur blocs erratiques prélevés sur le vallum frontal de Mont-Louis permettent de fixer vers 24 b2 ka la fin de la phase de progression. (ii) Les datations ^{14}C du site Grave-amont permettent de fixer vers 20 ka cal. BP la fin de la phase de déglaciation. (iii) Des données paléoenvironnementales locales et régionales permettent, en outre, de corréliser les dépôts de l'unité de cirques au Dryas ancien pour les constructions morainiques et au Dryas récent pour les glaciers rocheux. Le début de la phase de progression glaciaire, par contre, a été fixé conventionnellement à 105 b2 ka car le changement abrupt de méthane et de température identifié sur *North GRIP* à 105 b2 ka est considéré comme un bon indicateur marquant l'entrée dans le cycle glaciaire würmien (North GRIP Members, 2004). Au total, la phase de progression glaciaire responsable de l'accumulation en position frontale des sédiments de l'unité terminale a duré 81 ka [105-24 ka]. La phase de déglaciation responsable de l'accumulation, entre les moraines terminales et l'entrée des cirques, des sédiments de l'unité de déglaciation a duré seulement 4 ka [24-20 ka]. Enfin, une durée de 8,5 ka [20-11,5] est prise en compte pour la phase des cirques car les dépôts comptabilisés dans l'unité des cirques ne correspondent pas exclusivement aux débris produits durant les deux Dryas ; une partie du volume sédimentaire de cette unité a forcément été livrée durant les interstades GS-2b et allerød. On peut donc considérer les planchers de cirque comme le réceptacle de la production de débris survenue entre 20 ka cal. BP et le début de l'Holocène (Tabl. 7.1).

Au cours de chacune de ces trois périodes, la superficie du bassin glaciaire producteur a bien évidemment fluctué mais, comme la nature et la chronologie des fluctuations survenues en phase de progression glaciaire ne sont pas connues, la superficie du bassin glaciaire producteur prise en compte pour l'unité terminale correspond à celle atteinte lors du MEG Würm. Durant la phase de déglaciation, par contre, la superficie du bassin glaciaire producteur diminue de 168,82 km² vers 24 b2 ka à 17,84 km² vers 20 ka cal. BP (Tabl. 7.1). Une correction destinée à prendre en compte cette diminution radicale et extrêmement rapide de la superficie du bassin glaciaire producteur est appliquée comme suit :

$$S_{\text{corrigée}} = [(S_p \text{ vers } 24 \text{ ka}) - (S_p \text{ vers } 20 \text{ ka}) / 2] + (S_{cp} \text{ vers } 20 \text{ ka})$$

$$S_{\text{corrigée}} : 94 \text{ km}^2$$

S_p vers 24 ka : correspond à la superficie du bassin glaciaire producteur contemporain du stade MEG Würm (S_p : surface planimétrée : 168,82 km²)

S_p vers 20 ka : correspond à la superficie du bassin glaciaire producteur contemporain du néoenglacement des cirques (S_p : surface planimétrée : 16,36 km²).

S_{cp} vers 20 ka : correspond à la surface du bassin glaciaire producteur contemporain du néoenglacement des cirques (S_{cp} : surface assortie d'une correction tenant compte des pentes : 17,84 km²).

Cela revient à concevoir, durant la phase de déglaciation, une réduction linéaire de la taille du bassin glaciaire producteur. Une correction de ce type n'a pas été appliquée à la phase des cirques car la superficie du bassin producteur des tills Dryas ancien est très proche de celle qui a nourri les glaciers rocheux et éboulis Dryas récent. L'ensemble des superficies du bassin producteur prises en compte dans ce travail ont été délimitées sur carte au 1/25 000

et mesurées sous *Mapinfo*. Une correction tenant compte des pentes a été appliquée uniquement aux bassins producteurs dont la topographie est dominée par de très fortes pentes (cas du bassin d'alimentation de l'unité des cirques et du bassin producteur des dépôts faciès Soccarades : Tabl. 7.1). Enfin, les volumes sédimentaires ont été convertis en tranche érodée de substrat rocheux après application d'une correction de densité fondées sur les rapports V63 mais aussi, pour les formations à blocs des cirques et les moraines rocheuses faciès Soccarades uniquement, sur la base du rapport V33 et V50 afin de tenir compte de la porosité de ces formation openwork (Barsch, 1996 ; Humlum, 2000). Ces rapports de densité signifient que le substrat rocheux représente respectivement 63 % (V63), 50% (V50) et 33% (V33) du volume sédimentaire total (Tabl. 7.1).

Tabl. 7.1 : Caractéristiques des unités chrono-sédimentaires
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)

Unité sédimentaire	Volume séd. (km ³)	Volume corrigé en équivalent substrat ⁽¹⁾			Superficie bassin producteur ^(2,3,4) (km ²)	Durée (an)
		V63	V50	V33		
Unité terminale	1,03	0,65	na	na	168,82	105–24
Unité de régression	0,18	0,11	na	na	94	24–20
Unité de régression (Faciès Soccarades)	0,04	0,02	0,02	0,01	2,65	24–20
Unité des cirques	0,08	0,05	0,04	0,03	17,84	20–11,5

Notes: ⁽¹⁾ Correction de densité fondées sur un substrat rocheux représentant 63% (V63), 50% (V50), ou 33% (V33) du volume sédimentaire total.

⁽²⁾ Superficies mesurées sur système d'information géographique (*Mapinfo*) et assumant une décroissance linéaire de la superficie du bassin glaciaire producteur contemporain de la phase de déglaciation.

⁽³⁾ Dans le cas des bassins producteurs caractérisés par de fortes pentes, la surface à laquelle le volume sédimentaire est rapporté est assortie d'une correction tenant compte des pentes (cas de du bassin d'alimentation de l'unité des cirques et du bassin producteur des dépôts faciès Soccarades). Cette correction est fondée sur un calcul de la pente moyenne des versants producteurs Trois à cinq mesures de pente ont été réalisées sur chacune des parois de cirque exploitées (cf. Tabl. 7.4). Une pente moyenne de 29,9° a été appliquée à l'ensemble de la paroi rocheuse qui domine les dépôts faciès openwork de Soccarades.

⁽⁴⁾ La surface de bassin producteur à laquelle les dépôts faciès Soccarades ont été rapportés est limitée à la partie granitique du versant (cf. Fig. 7.5).

n.a. : non applicable.

2.3- Une quantification des vitesses de recul de paroi

Des quantifications de recul de paroi sont possibles lorsque la nature et le faciès des dépôts (tills openwork, éboulis et glaciers rocheux) indiquent une provenance principalement supraglaciaire des matériaux.

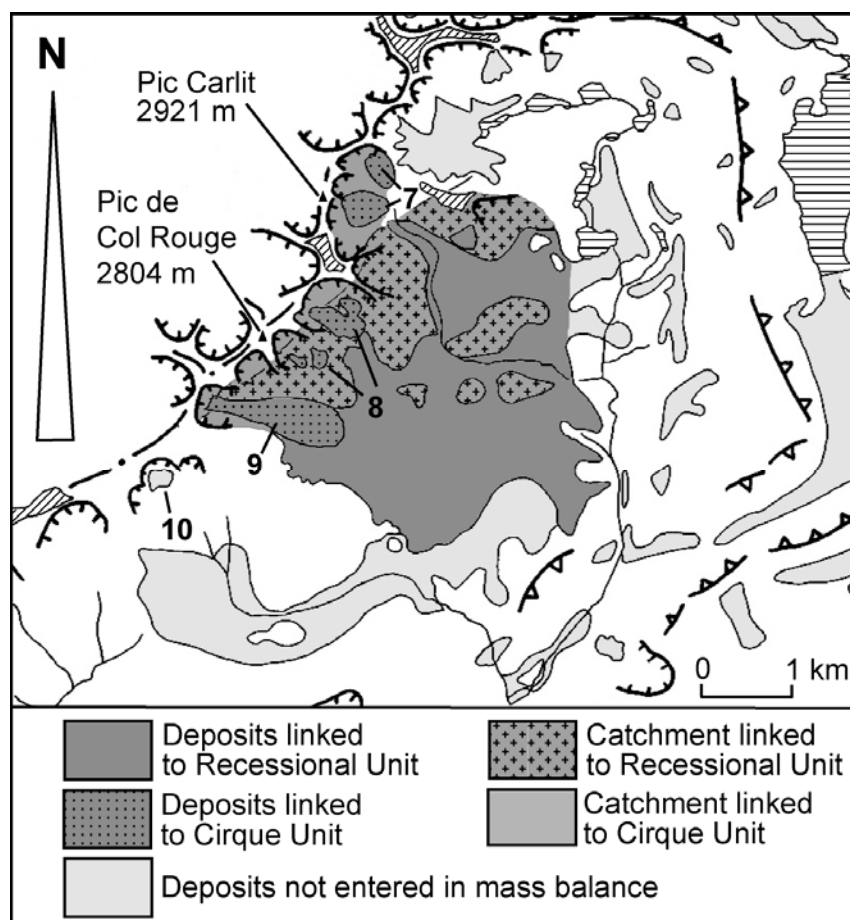
Les dépôts du secteur Soccarades se prêtent tout à fait à ce type de quantification et permettent de proposer une estimation du recul de paroi contemporain de la phase de déglaciation [24-20 ka]. Le caractère très anguleux des blocs et le faciès openwork des nappes de tills, façonnées en cordons frontaux et latéraux très apparents sur photographies aériennes, permettent de rapporter ce volume sédimentaire au grand versant composite qui domine le plateau des Soccarades. En effet, ce secteur de plateau portait, au MEG Würm, une calotte de glace suffisamment épaisse, une centaine de mètres au moins, pour recouvrir intégralement ce

grand versant composite. En revanche, dès les premiers stades de déglaciation (stade Borde), ce versant est déglacé et produit une masse considérable de débris qui vient recouvrir un glacier de plateau relativement mince et peu dynamique. La pétrographie *quasi* exclusivement granitique des dépôts faciès Soccarades permet d'ailleurs de préciser la surface du bassin producteur et de la limiter à la partie granitique du versant (Fig. 7.5). Ce glacier noir n'a que très faiblement redistribué les matériaux issus du versant Soccarades ; en témoigne le caractère très anguleux des tills et le télescopage de toute la séquence de déglaciation sur quelques kilomètres en avant des crêtes, contre plus de 15 km dans l'axe des auges voisines d'Angoustrine et de la Têt où ont circulées, jusqu'aux derniers stades de retrait, des langues de glace relativement dynamiques.

Les formations à blocs des cirques se prêtent également à ce type de quantification mais sur un intervalle de temps correspondant principalement au Tardiglaciaire [20 ka cal. BP à 11,5 b2 ka]. Seuls les cirques de fond d'auge de la Grave et du secteur Sobirans n'ont pas été comptabilisés dans ce calcul car ils ne présentent pas une configuration topographique adaptée à ce type de mesure. En effet, ces quantifications n'ont été menées que sur les sites où les formations à blocs (cordons morainiques et glaciers rocheux) sont directement dominées par la paroi productrice (Fig. 5.59 et 5.60). On a par ailleurs fait en sorte d'échantillonner des cirques sur substrat granitique d'une part et substrat de schistes et de cornéennes d'autre part. Les corrections de densité et de pente reprennent les méthodes évoquées *supra* (cf. section 2.3).

Fig. 7.5 : L'emprise spatiale des dépôts au faciès openwork du secteur Soccarades

(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)



3- Les résultats

Les quantifications présentées dans ce chapitre ne reprennent pas exactement les mêmes bornes chronologiques que celles appliquées dans la publication parue au début de l'année 2009 (Delmas et al., 2009, cf. Annexe B). Dans cette publication, nous avons utilisé la chronologie alors à notre disposition (Delmas et al., 2008). Depuis, les datations ^{10}Be ont été recalculées sur la base de standard plus récents (Nishiizumi et al., 2007, cf. section 2.3.1 du chapitre 4), c'est pourquoi certains intervalles de temps et quantifications présentées dans ce chapitre sont un peu différentes de celles initialement publiées. Les interprétations, par contre, demeurent identiques.

Le tableau 7.2 synthétise les vitesses de dénudation obtenues, en moyenne, sur l'ensemble du bassin producteur au cours du cycle würmien. Ces quantifications mettent en évidence l'extrême faiblesse de la dénudation survenue dans cette montagne méditerranéenne, en particulier en phase de progression. En effet, avec des taux de l'ordre de 0,05 mm/an, on est proche des valeurs les plus faibles enregistrées à l'échelle du Quaternaire sur la base de la méthode volumique (Fig. 7.6). Les deux intervalles de temps ultérieurs connaissent en revanche une crise érosive particulièrement active. Les quantifications montrent un changement radical du rythme de la dénudation avec des vitesses dix fois plus rapides au cours de la déglaciation ($D : 0,3 \text{ mm/an}$) et de la phase des cirques (D entre 0,18 et 0,34 mm/an) que durant la phase de progression. Ces valeurs restent néanmoins dans une gamme de valeurs tout à fait classique pour la méthode volumique (Fig. 7.6).

Les vitesses de recul de parois obtenues sur le secteur Soccarades (Tabl. 7.3) montrent un changement aussi radical du rythme de l'érosion avec des vitesses 10 fois plus rapides durant la phase de déglaciation ($R : 1,19 \text{ à } 2,25 \text{ mm/an}$) que durant la phase des cirques ($R : 0,16 \text{ à } 0,31$). Le tableau 7.4 détaille, quant à elle, les vitesses de recul de paroi obtenues pour la phase des cirques sur l'ensemble des sites dotés d'une configuration topographique adaptée à ce type de quantification. Les résultats montrent une forte variabilité spatiale de l'érosion tardiglaciaire avec des taux qui oscillent entre 0,45-0,88 mm/an et 0,84-1,5 mm/an (selon la correction de densité) sur les cirques septentrionaux localisés dans la zone des schistes et entre 0,09-0,25 et 0,16-0,48 mm/an sur les cirques méridionaux localisés sur substrat granitique. Une comparaison avec des vitesses de recul de paroi obtenues par ailleurs (Fig. 7.7) montre que les vitesses associées à la phase de déglaciation sont proches des valeurs les plus fortes, que les vitesses obtenues sur les cirques de la zone des schistes sont dans une gamme de valeurs classique dans les montagnes tempérées comme les hautes latitudes, que les vitesses obtenues sur les cirques granitiques du secteur Soccarades sont inférieures ou au mieux proches des valeurs les plus faibles.

Cet ensemble de vitesses de dénudation glaciaire et de recul de paroi permettent de mettre en évidence plusieurs types de discontinuités dans le fonctionnement de l'activité érosive survenue dans cette montagne méditerranéenne durant le Würm.

Une discontinuité temporelle du rythme de l'érosion glaciaire : Elle se manifeste par une vitesse de dénudation atone durant la phase de progression ($D : 0,046 \text{ mm/an}$) et, au contraire, une très forte recrudescence des taux de dénudation associés à la phase de déglaciation ($D : 0,3 \text{ mm/an}$).

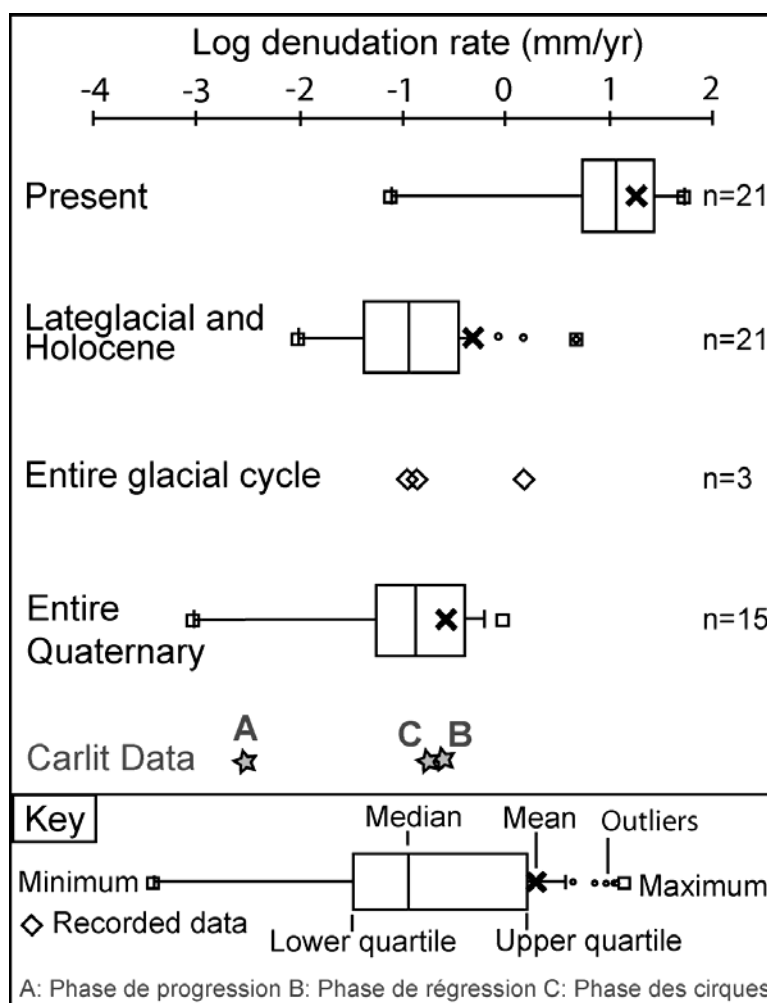
Des discontinuités spatiales de l'activité érosive : Les vitesses de recul de paroi obtenues sur le secteur Soccarades ($R_{\text{déglaciation}} : 1,19 \text{ à } 2,25 \text{ mm/an}$) montrent

clairement que la recrudescence de la vitesse de dénudation observée durant la phase de déglaciation ($D : 0,3 \text{ mm/an}$) correspond en fait à une crise paraglaciale particulièrement active sur les versants récemment déglacés. Les vitesses de recul de parois obtenues pour le Tardiglaciaire montrent, quant à elles, que cette crise paraglaciale a été beaucoup plus active sur substrat schisteux que sur substrat granitique.

Tabl. 7.2 : Vitesses de dénudations moyennes (D)
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)

Unité sédimentaire	Tranche érodée (m)	Taux d'érosion (mm/an)
Phase de progression	3,85	0,046
Phase de déglaciation	1,17	0,3
V63	2,89	0,340
Phase des cirques	V50	0,270
V33	1,53	0,180

Fig. 7.6 : Variabilité des taux de dénudations issus de la méthode volumique en fonction de l'intervalle de temps de référence
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)

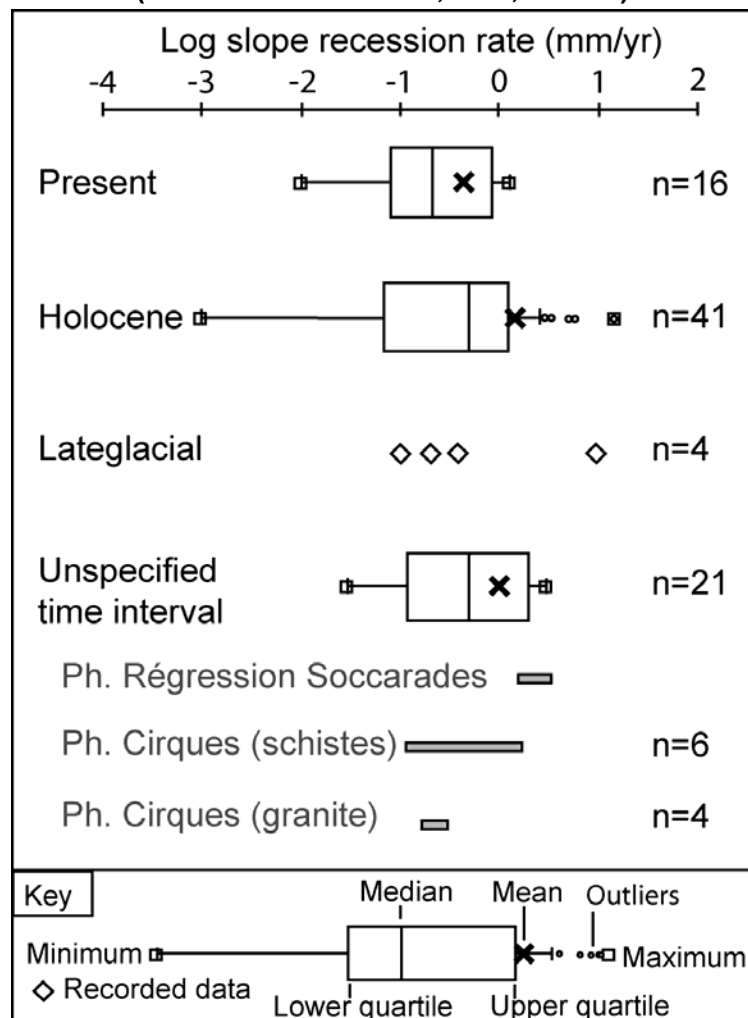


Tabl. 7.3 : Vitesses de recul de paroi (R)
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)

Unité sédimentaire		Recul de paroi (m)	Vitesse de recul de paroi (mm/an)
Phase de régression Soccarades	V63	9,00	2,25
	V50	7,15	1,79
	V33	4,76	1,19
Phase des cirques Soccarades ⁽¹⁾	V63	2,64	0,31
	V50	2,1	0,25
	V33	1,4	0,16
Cirque Phase ⁽²⁾	V63	5,92	0,70
	V50	4,70	0,55
	V33	3,14	0,37

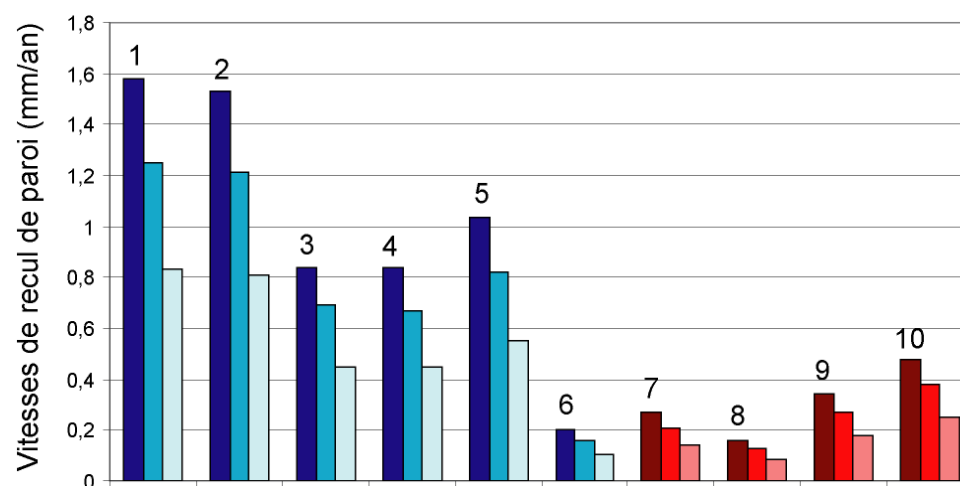
Notes: ⁽¹⁾ Moyenne des cirques n° 7 à 10 (cf. Fig. 7.4). ⁽²⁾ Moyenne des cirques n° 1 à 10 (cf. Fig. 7.4 and Table 7.4).

Fig. 7.7 : Variabilité des taux de recul de paroi issus de la méthode volumique en fonction de l'intervalle de temps de référence
(Extrait de Delmas et al., 2009, modifié)



Tabl. 7.4 : Vitesses de recul de paroi sur les cirques de la marge sud-est du massif du Carlit (R)

Cirque # (¹)	Substrat	Superficie du bassin producteur (10 ⁻² km ²)	Pente (degré)	Superficie du bassin producteur (avec correction pente) (10 ⁻² km ²)	Volume sédimentaire (10 ⁻³ km ³)				Retrait de paroi (m)			Vitesse de retrait de paroi (mm/an)		
					Non corrigé (²)	V63	V50	V33	V63	V50	V33	V63	V50	V33
1	Schiste	3,75	35	4,58	0,97	0,61	0,49	0,32	13,41	10,65	7,10	1,58	1,25	0,83
2	Schiste	12,50	35	15,26	3,15	1,98	1,57	1,05	12,99	10,32	6,88	1,53	1,21	0,81
3	Schiste	20	35	24,42	2,77	1,75	1,39	0,92	7,16	5,68	3,80	0,84	0,69	0,45
4	Schiste	17,50	40	22,84	2,6	1,64	1,30	0,87	7,16	5,69	3,80	0,84	0,67	0,45
5	Schiste	84,62	40	110,47	15,4	9,69	7,70	5,10	8,78	6,97	4,65	1,032	0,82	0,55
6	Schiste	52,19	38,5	66,59	1,81	1,14	0,91	0,60	1,71	1,36	0,91	0,20	0,16	0,11
7	Granite	39,12	36,1	48,42	1,75	1,10	0,87	0,58	2,27	1,81	1,20	0,27	0,21	0,14
8	Granite	07,50	36	9,27	0,2	0,12	0,10	0,66	1,36	1,08	0,72	0,16	0,13	0,09
9	Granite	75	36	92,70	4,25	2,67	2,12	1,42	2,87	2,29	1,53	0,34	0,27	0,18
10	Granite	2,50	36	03,09	0,20	0,12	0,10	0,66	4,07	3,24	2,16	0,48	0,38	0,25



Les barres bleues correspondent à la zone des schistes
 Les barres rouges correspondent à la zone des granites
 Les dégradés de couleurs associés à chaque cirque
 correspondent aux vitesses de recul de parois associées à
 trois corrections de densités différentes (V63, V50 et V33).

Pour la localisation des cirques numérotés de 1 à 10,
 cf. Fig. 7.4.

4- Discussions

4.1- Concernant la fiabilité des quantifications

La fiabilité des vitesses de dénudation et de recul de paroi issues de la méthode volumique dépend de la précision des différents paramètres nécessaires à ce type de quantification : volume sédimentaire, rapport de densité entre le sédiment allogène et le substrat rocheux initial, surface du bassin producteur, durée du transit sédimentaire. Dans cette section, on s'interroge en particulier (i) sur la fiabilité du piège sédimentaire exploité et (ii) sur l'existence éventuelle de biais liés à la durée des intervalles de temps pris en compte.

4.1.1- Le volume sédimentaire comptabilisé est-il représentatif de la réalité du transit sédimentaire survenu durant le cycle glaciaire würmien ?

On ne reviendra pas ici sur les limites de la méthode de quantification du volume sédimentaire et les incertitudes liées au profil de L_{base} (cf. section 2.1 *supra*). Par contre, on peut se demander dans quelle mesure la faiblesse des taux de dénudation obtenus sur le marge sud-est du Carlit, en phase de progression ($D : 0,046 \text{ mm/an}$) comme en phase de déglaciation ($D : 0,3 \text{ mm/an}$), s'explique par les imperfections du piège sédimentaire exploité dans ce travail. La suspicion porte tout particulièrement sur la charge en suspension et en solution car ces matériaux sont susceptibles de transiter dans les eaux proglaciaires sur de très longues distances et donc d'avoir été exporté, au moins en partie, bien au-delà des nappes fluvioglaciaires et remplissages glaciolacustres comptabilisés dans ce travail.

Plusieurs études menées sur systèmes glaciaires actuel montrent que :

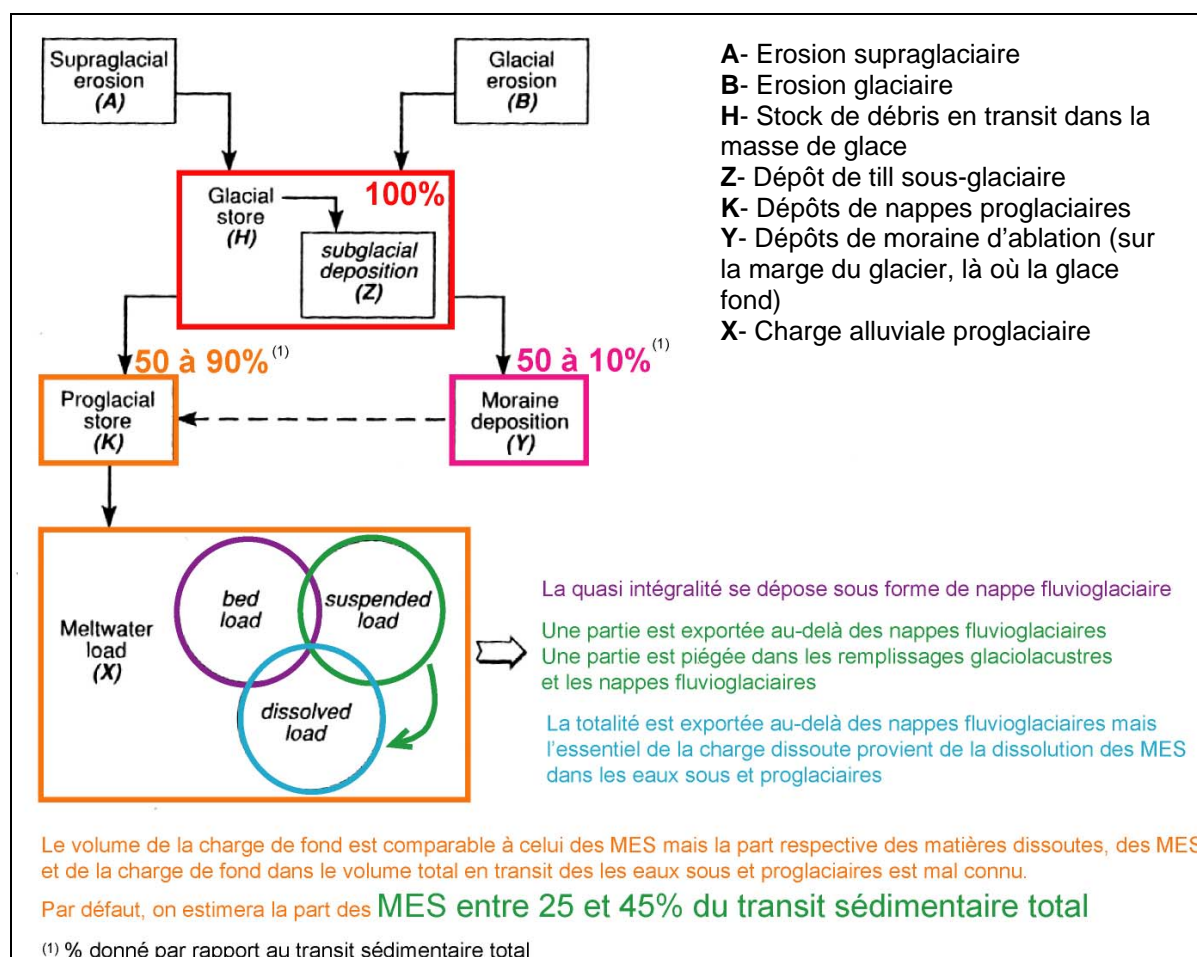
(i) le volume de la charge qui transite en suspension dans les torrents proglaciaires est tout à fait comparable à celui de la charge tractée au fond (Gurnell, 1987; Hallet et al., 1996 ; cf. section 4.1.3 du chapitre 1).

(ii) l'abondance de la charge dissoute fréquemment enregistrée dans les eaux proglaciaire, y compris en domaine cristallin, (Vivian, 1975 ; Souchez & Lemmens, 1987 ; Sharp et al., 1995) résulte plus d'une dissolution de la charge en suspension que d'une dissolution directe du lit rocheux (cf. section 2.1.3 du chapitre 1).

(iii) le volume sédimentaire qui transite dans torrents proglaciaire et celui qui transite dans la masse de glace est peu connu. Une étude du budget sédimentaire réalisée sur le glacier de Tsidjiore Nouve (Alpes suisses) a montré que le volume déposé sous forme de moraine d'ablation (43,7 %) est à peu près équivalent à celui qui transite dans les eaux proglaciaires : MES 37% + Charge de fond 19,3% (56,3 % ; Small, 1987 d'après Beecroft, 1983). Pour J. Warburton et al. (1993), le rapport entre le stock morainique et le stock proglaciaire est plus contrasté sur le glacier d'Arolla (Alpes suisses) où 24 % de la production sédimentaire totale se dépose sous forme de moraine d'ablation et 76 % transite dans les eaux proglaciaires. Enfin, une étude menée à la fin du 19^e siècle par H. Hess et A. Blümcke, sur les glaciers autrichiens de Hintereisferner et de Kesselwandferner, indique un rapport plus faible encore puisque, selon cette étude, le dixième du volume sédimentaire total est déposé sur les marges glaciaires sous forme de moraine d'ablation (cité *in* Vivian, 1975). On le voit, les études sont peu nombreuses et donnent des résultats très disparates. En fait, il est très probable que ce

rapport soit étroitement dépendant de la topographie du site où la glace fond ; l'essentiel du volume sédimentaire pouvant être déposé sur place sous forme de moraine d'ablation lorsque le glacier peut s'étaler sur de larges topographies planes tandis que, dans le cas d'un glacier de vallée contraint par les versants d'auge, l'essentiel du volume sédimentaire en transit est remanié par les eaux de fonte.

Fig. 7.8 : Part des MES dans le transfert sédimentaire glaciofluvial
(D'après Warburton et al., 1993)



Sur ces bases, la part des MES en transit dans les eaux proglaciaires peut être estimée entre 25 et 45 % du transit sédimentaire total (Fig. 7.8). Dans le cas qui nous intéresse, la valeur la plus faible est probablement la plus proche de la réalité compte tenu des conditions particulièrement favorables à l'accumulation de moraines d'ablation qu'offrent les plateaux et bassins d'effondrements marginaux du sud Carlit. De plus, toute la charge qui a transité en suspension n'a pas nécessairement été exportée vers l'aval ; une partie a forcément été piégée sur place, dans les nappes fluvioglaciaires de l'unité terminale ou les remplissages d'ombilic de l'unité de déglaciation. Nous proposons néanmoins de doubler les taux de dénudation glaciaire présentés *supra* (Tabl. 7.2) afin de prendre en compte le volume sédimentaire susceptible d'avoir été exporté en aval des bassins de Cerdagne et de Capcir. Cela porte à ~ 0,1 mm/an la dénudation glaciaire en phase de progression et à 0,6 mm/an la dénudation glaciaire en phase de déglaciation. On le voit, même après ce type de correction, le constat d'une très faible efficacité de l'érosion glaciaire demeure. Elle s'explique à l'évidence par la configuration topographique du lit glaciaire, particulièrement favorable à l'étalement de la glace en lobes plutôt minces et à des vitesses d'écoulement lentes. Il faut signaler enfin que,

dans cette montagne méditerranéenne, la médiocrité de l'alimentation en neige et l'intensité de l'ablation ont nécessairement limité le potentiel d'érosion des paléoenglacements.

4.1.2- La variabilité temporelle du rythme de la dénudation observée entre la phase de progression et la phase de déglaciation traduit-elle une réalité géomorphologique ou un artéfact lié à la durée des intervalles de temps pris en compte ?

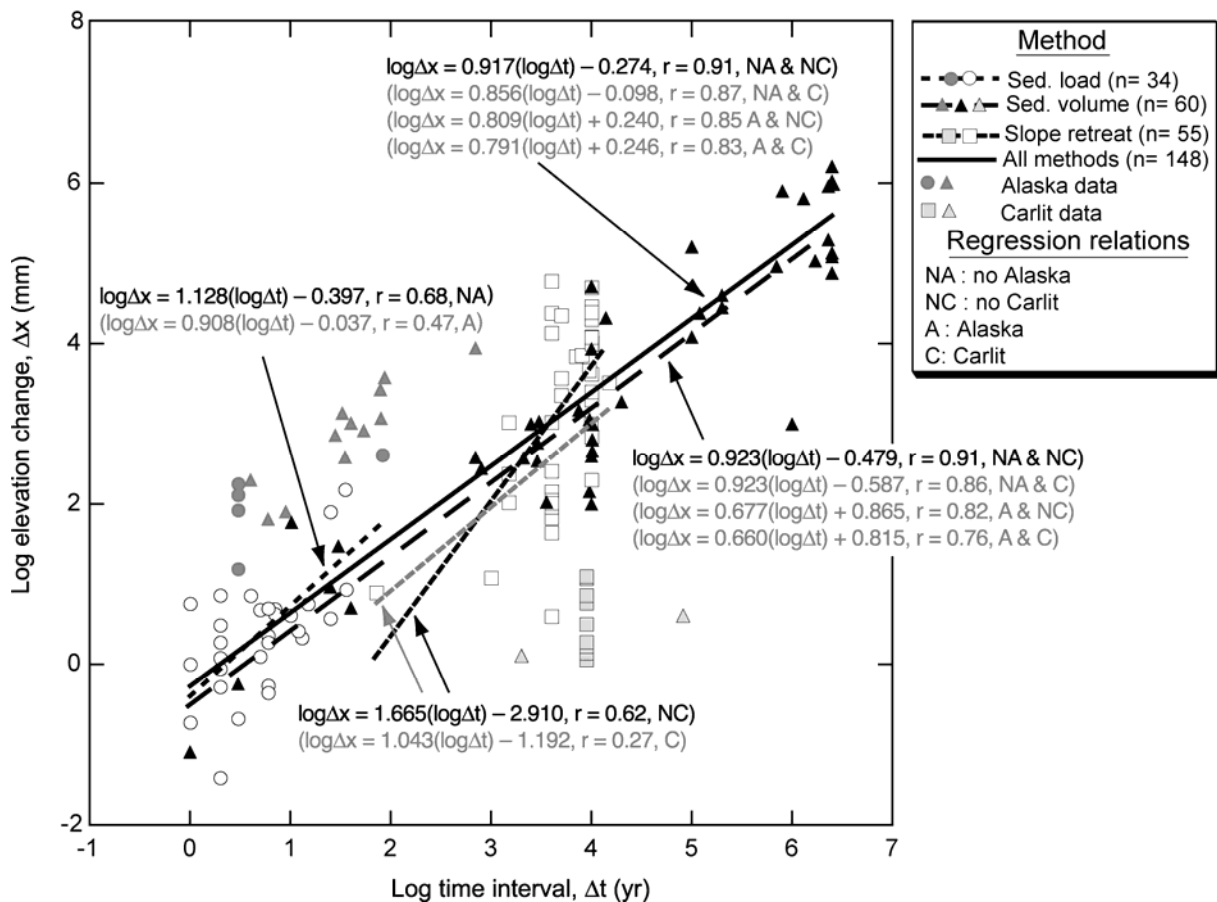
Les quantifications prises en compte dans ce travail reposent sur des intervalles de temps de durées sensiblement différentes (Tabl. 7.1). On peut donc se demander si la forte accélération du rythme de la dénudation observée entre la phase de progression et la phase de déglaciation ne s'explique pas, au moins en partie, par un artéfact lié à la variabilité des intervalles de temps pris en compte. C'est tout au moins ce que suggère l'étude de Gardner et al. (1987) selon laquelle les taux associés à de longues durées sont systématiquement faibles car, sur la longue durée, les périodes de faible activité érosive sont plus fréquentes et plus durables que les périodes forte activité érosive (*rates of surficial processes measured over increasingly longer time intervals can incorporate longer intervals of processes inactivity, thus producing an apparently slower rate*). A partir de ce constat, les auteurs proposent une méthode de correction qui aboutit à augmenter les taux mesurés sur de longs intervalles de temps. Dans la mesure où le travail de Gardner et al. (1987) repose sur l'analyse statistique de taux de dénudations et de surrections obtenues dans des contextes géomorphologiques variés (538 données en tout), il nous a semblé intéressant de vérifier les points ci-dessous à partir de données acquises exclusivement en contexte glaciaire (cf. revue bibliographique in section 4 du chapitre 1),

- (i) Vérifier la réalité du constat statistique selon lequel les mesures acquises sur des pas de temps longs livrent systématiquement des tranches érodées et des vitesses d'érosion faibles.
- (ii) Vérifier la pertinence de l'explication de Gardner et al. (1987).
- (iii) Cela nous conduit bien évidemment à discuter la fiabilité des taux de dénudation et recul de paroi obtenus sur la marge sud-est du Carlit.

Conformément à Gardner et al. (1987), la figure 7.9 met en relation, sur un graphe en coordonnées logarithmiques, des tranches érodées exprimées en mètres (axe des y) et les intervalles de temps associés, exprimés en années (axe des x). Seules les mesures issues de la méthode « volumique » et de la méthode « flux » sont représentées car il est nécessaire ici de travailler sur une base de données caractérisée par des intervalles de temps clairement identifiés, ce qui n'est pas toujours le cas des mesures issues de la méthode « mise en creux » et des méthodes fondées sur l'utilisation des cosmonucléides. On note que la pente de la droite de régression établie sur la base de **l'ensemble des données, toutes méthodes confondues**, est significativement différente de 1 ($a=0,791$), ce qui confirme le constat de Gardner et al. (1987) selon lequel les taux d'érosion tendent à diminuer pour des intervalles de temps croissants. Cependant, il est intéressant de constater que la pente des droites de régression s'approche significativement de 1 lorsqu'on exclut de la série les valeurs extrêmes. Cela concerne les vitesses très fortes obtenues en Alaska d'une part et les données particulièrement faibles obtenues sur le Carlit d'autre part ($a=0,809$ lorsqu'on exclut uniquement les données Carlit, $a=0,856$ lorsqu'on exclut uniquement les données Alaska, $a=0,917$ lorsqu'on exclut les données Carlit et les données Alaska). Dans les deux cas, le contexte environnemental conditionne lourdement l'efficacité de l'érosion glaciaire. En effet,

les vitesses de dénudation extrêmement élevées obtenues en Alaska s'expliquent par un contexte morphostructural (orogène actif, ampleur du relief et des pentes, roches peu résistantes) et climatique (glaciers bien alimentés, vitesses d'écoulement rapides) favorables à une érosion hyper active. De plus, de nombreux auteurs s'accordent pour dire que ces fortes valeurs correspondent à une crise paraglaciale post-PAG (Hallet et al., 1996). Inversement, les taux de dénudation glaciaire très faibles obtenus sur la marge sud-est du Carlit s'expliquent très bien par l'importance des topographies planes favorables à l'étalement de la glace en lobes minces, peu actifs, mal alimentés et soumis à une intense ablation.

Fig. 7.9 : Tranche érodée issues des méthodes « flux » et « volumique » et durée de l'enregistrement sédimentaire de référence
(Extrait de Delmas et al., 2009)



L'étude statistique de Gardner et al. (1987) repose sur 538 mesures de dénudation et de surrection (l'axe des Y reporte des tranches érodées en mètres ou élévations tectonique en mètres) obtenues dans des contextes géomorphologiques extrêmement variés mais toutes associées à une période d'activité érosive ou tectonique clairement identifiée (l'axe des X reporte la durée de l'activité érosive ou tectonique en question).

Ici, nous mettons en relation des données obtenues exclusivement en contexte glaciaire mais, conformément à Gardner et al. (1987), seules les données associées à une période d'activité érosive clairement identifiée ont été retenues (cas des données issues de la méthode « flux » et de la méthode « volumique » : dénudation et recul de paroi, cf. tableaux 1.3, 1.4, 1.5, 1.6 du chapitre 1).

La figure 7.9 reporte aussi, ce que Gardner et al., (1987) ne font pas, les droites de régression calculées (i) pour les données issues exclusivement de la méthode « volumique » et correspondant à de la dénudation globale, (ii) pour les données issues exclusivement de la méthode « volumique » et correspondant à des reculs de paroi, et (iii) pour les données exclusivement issues de la méthode « flux » et correspondant, par définition, à des taux de dénudation.

Pour les données issues exclusivement de la méthode « volumique » et correspondant à de la dénudation globale, les droite de régression confirment l'ensemble des observations réalisées *supra*. En effet, les pentes des droites de régression sont significativement différentes de 1 lorsqu'on prend en compte l'ensemble des données ($a=0,660$) mais se rapprochent significativement de 1 lorsqu'on exclut les données Alaska ou Carlit ($a=0,677$ lorsqu'on exclut uniquement les données Carlit, $a=0,923$ lorsqu'on exclut uniquement les données Alaska, l'exclusion conjointe des données Alaska et Carlit ne change pas la pente de la droite de régression qui reste de 0,923). Cela confirme le poids des facteurs environnementaux pour expliquer la dispersion de la gamme des vitesses d'érosion glaciaire constatée au chapitre 1 (cf. section 4). Cela montre, en outre, que la diminution des taux enregistrés sur la longue durée constatée par Gardner et al., (1996) est plus probablement liée à des artefacts d'échantillonnage qu'à une diminution de la fréquence des événements morphogènes dans le passé.

Les deux autres méthodes en revanche s'inscrivent totalement en défaut par rapport à ce qui vient d'être dit. En effet, elles fournissent, dans les deux cas, des pentes proches de 1 lorsque les régressions intègrent l'ensemble des données ($a=0,908$ pour la méthode « flux », $a=1,043$ pour les reculs de paroi) et des pentes supérieures à 1 les régressions excluent les valeurs extrêmes ($a=1,28$ sans Alaska pour la méthode « flux », $a=1,665$ sans Carlit pour les reculs de paroi). Mais comme ces droites souffrent d'un coefficient de régression sensiblement inférieur à ceux obtenus pour les dénudations issues de la méthode volumique, le poids des facteurs environnementaux évoqué *supra* n'est absolument pas remis en cause. Par contre, il est fort possible que la nette amélioration des coefficients de corrélation associés aux dénudations issues de la méthode volumique s'explique par le fait que cette série correspond à des intervalles de temps extrêmement variés, de quelques décennies à quelques millions d'années pour la longue durée du Quaternaire, tandis que les deux autres séries de valeurs (dénudations issues de la méthode « flux » et reculs de paroi) correspondent à des pas de temps beaucoup plus homogènes, quelques années à quelques millénaires pour l'Holocène et le Tardiglaciaire.

Au total, on retiendra que la diminution des taux d'érosion associés à des intervalles de temps croissants constatée par Gardner et al. (1987) et *supra* (pente des droite de régression significativement différentes de 1, cf. Fig. 7.9) s'explique plus par l'existence de biais liés à la **méthode de quantification** mise en œuvre et à la **nature de l'échantillonnage** que par une moindre fréquence des événements morphogènes survenus dans le passé, comme le suggéraient Gardner et al. (1987).

Par ailleurs, les quantifications réalisées sur le Carlit montrent que ce phénomène s'explique aussi, au moins en partie, par un **défaut de résolution des paramètres de quantification** (durée de l'activité érosive, superficie du bassin producteur) plus fréquent lorsqu'il s'agit de quantifications sur le temps long que sur le temps court. En effet, sur le Carlit, les quantifications reposent sur des intervalles de temps et des surfaces de bassin

producteur assorties d'un niveau de précision sensiblement plus fin pour les unités de déglaciation et des cirques que pour l'unité terminale. Cela tient principalement au fait que l'histoire géomorphologique et paléoenvironnementale de la fin du Würm est nettement mieux renseignée que celle de la première moitié du Würm. Dès lors, on peut se demander dans quelle mesure le faible taux de dénudation qui caractérise la longue phase de progression ne s'explique pas en fait par un défaut de résolution des paramètres durée et superficie du bassin producteur. Dans ce travail, faute d'arguments géologique de terrain, le volume sédimentaire de l'unité terminale est conçu comme résultant d'une phase de progression glaciaire unique commencée vers 105 ka et achevée vers 24 ka (cf. datations ^{10}Be sur les moraines MEG Würm). Or, des travaux menés dans les montagnes de Méditerranée centrale et orientale ont montré que le bassin méditerranéen a connu des fluctuations climatiques comparables à celles enregistrées dans l'atlantique nord (Allen et al., 1999 ; Tzedakis et al., 2004). Sur ces bases, Hughes et al. (2006) ont individualisé durant le Pléistocène supérieur plus de 10 périodes favorables au développement des glaciers dans les montagnes du Pind (Grèce). Dans les Alpes, Guyomard et al. (2007) montrent que le glacier du Rhône a enregistré au moins trois pulsations glaciaires intra-würmiennes, vers ~50, 30 et 25 ka. En Ariège, la présence d'héritage d'exposition sur certains verrous du bassin de Tarascon s'accorde très bien avec l'éventualité de fluctuations plurikilométriques (plus de 10 km) du front glaciaire durant le Würm (cf. section 2.2.1 du chapitre 6). De telles fluctuations intra-würmiennes sont tout à fait envisageables sur la marge sud-est du massif du Carlit d'autant que la topographie du lit glaciaire et la petite taille des paléoenglacements ont nécessairement contribué à accentuer l'amplitude des fluctuations glaciaires. Cela conduit, en définitive, à concevoir le volume sédimentaire contenu dans l'unité terminale non pas comme le produit d'une phase de progression unique mais comme le résultat de plusieurs événements morphogènes qu'il est impossible d'individualiser sur le plan volumétrique et le plan temporel. Si nous avions eu les moyens de saisir chacune de ces phases de progression glaciaire avec autant de finesse que pour la phase de déglaciation, il est évident que les taux de dénudation que nous aurions obtenu seraient sensiblement plus élevés que celui reporté sur le tableau 7.1 ($D : 0,046 \text{ mm/an}$), tout simplement parce que ce dernier correspond à une moyenne intégrant des périodes morphologiquement très actives et des périodes morphologiquement très peu actives. En revanche, il est évident que les taux de dénudation et de recul de paroi reportés pour la fin du Würm (phase de déglaciation et phase des cirques) sont relativement élevés car ils saisissent avec une résolution spatiale et temporelle autrement plus fine une crise érosive donnée, qui est manifestement de nature paraglaciale.

4.2- Une crise paraglaciale fini-würmienne

Une recrudescence de l'érosion glaciaire *stricto sensu* étant totalement exclue en contexte de débâcle glaciaire, l'essor des taux de dénudation observé en fin de cycle glaciaire ne peut que traduire une mutation du système d'érosion caractéristique de la phase d'ajustement paraglaciale. Cette crise paraglaciale se traduit dans le secteur Soccarades par des reculs de paroi particulièrement importants (tranche de 3 à 9 m) en raison de l'intervention de processus capables de mobiliser brutalement des masses considérables de matériaux. En effet, le faciès anguleux et openwork des tills du secteur Soccarades suggère une alimentation par des processus de décohésion et d'écroulement caractéristiques de la production primaire paraglaciale (Ballantyne, 2002 ; Jarman, 2006). L'ampleur et la rapidité de l'activité érosive au cours de cette phase d'ajustement est aussi probablement liée à son déroulement dans une ambiance de froid encore vif favorable au fonctionnement de processus périglaciaires, comme par exemple la gélidisjonction.

4.3- Des outils pour mieux contraindre la dénudation würmienne

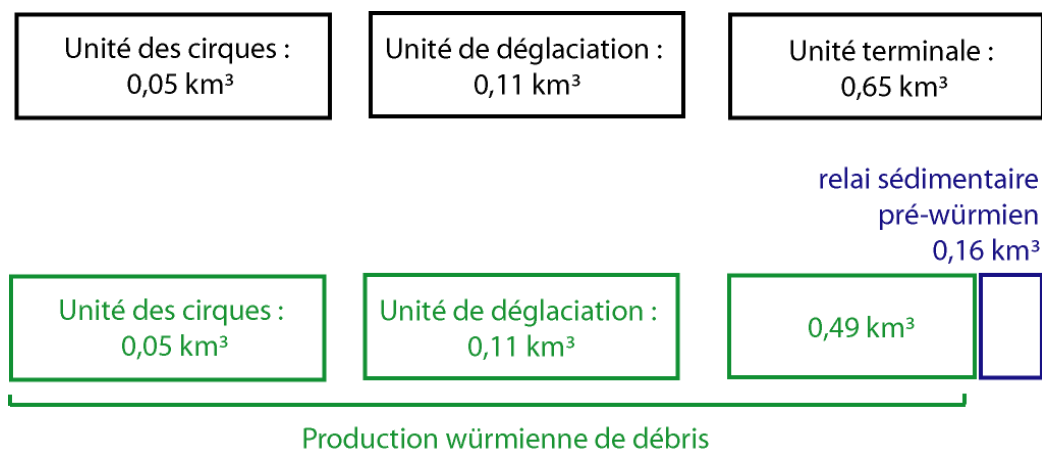
Bien sûr, les glaciers érodent le substrat rocheux et contribuent à abaisser la topographie du lit glaciaire mais ils ont aussi un rôle plus passif de simple agent de transport de débris susceptibles d'avoir été arrachés au substrat par une gamme de processus potentiellement très variés. Dans cette section, on exploite les quantifications réalisées sur la marge sud-est du massif du Carlit pour tenter de mieux cerner la production würmienne de débris et donc la dénudation effectivement réalisée durant ce cycle glaciaire. Par ailleurs, on cherche à préciser la part de la production würmienne de débris imputable au travail de l'érosion sous-glaciaire et celle produite en contexte paraglaciale.

4.3.1- Relais sédimentaire antérieur au Würm et dénudation würmienne

Certes, les mesures à notre disposition portent exclusivement sur des dépôts würmiens mais, compte tenu du fait que les glaciers sont des agents de transport non sélectif capables de mobiliser l'ensemble des matériaux qu'ils rencontrent sur leur passage, il est évident qu'une partie des dépôts cumulés dans l'unité terminale provient du remaniement de dépôts arrachés au substrat rocheux avant le Würm, durant le Riss ou l'Eémien. La part de ces relais sédimentaires antérieurs au Würm n'est pas individualisable au sein de l'unité terminale sur la base de critères de terrain car ces matériaux remaniés ont été rajeunis au cours de leur transport. Ils sont aujourd'hui totalement mêlés aux tills et nappes fluvioglaciaires peu altérés qui constituent l'unité terminale et ne doivent pas être confondus avec les dépôts morainiques pré-würmiens altérés observés à la base des coupes et reportés sur la carte géologique (Autran et al., sous presse, Fig. 7.2 et 7.4).

Si on admet que le volume de ces relais sédimentaires antérieurs au Würm est du même ordre que celui comptabilisé dans l'unité de déglaciation et l'unité des cirques¹, on obtient une valeur de la production würmienne de débris de $0,65 \text{ km}^3$, soit $0,49 \text{ km}^3$ durant la phase de progression, $0,11 \text{ km}^3$ durant la phase de déglaciation et $0,05 \text{ km}^3$ durant la phase des cirques (Fig. 7.10). Cela conduit à estimer la dénudation contemporaine de la phase de progression à $2,90 \text{ m}$ et non pas $3,85 \text{ m}$ comme cela a pu être proposé en première analyse (Tabl. 7.2). Cette dernière valeur correspond en fait à la dénudation moyenne réalisée durant l'ensemble du cycle glaciaire.

Fig. 7.10 : Relais sédimentaire pré-würmien et production würmienne de débris



¹ Tous les volumes sédimentaires indiqués dans la section 4.3 sont donnés en équivalent substrat

4.3.2- Provenances sédimentaires, processus et dénudation sous-glaciaire würmienne

La nature des processus et la provenance des sédiments comptabilisés dans ce travail ne peut être appréciée que très approximativement car la méthode volumique, comme la méthode « flux », repose sur le principe de la « boîte noire ». Les quantifications portent sur ce qui sort du système et ne renseignent pas, *a priori*, son fonctionnement interne. On peut cependant, dans certaines conditions, arriver à lever le voile et pénétrer les rouages du système en cherchant à apprécier la provenance spatiale des flux sédimentaires, la nature des processus susceptibles d'avoir fonctionné et éventuellement, la place des héritages et des relais sédimentaires (cf. section 4.1.3 du chapitre 1).

La part des relais antérieurs au Würm étant identifiée, on peut maintenant tenter de mieux contraindre la **provenance sédimentaire** et, finalement, la nature des **systèmes d'érosion** responsables de la production würmienne de débris. Cela suppose que le contexte géomorphologique dans lequel se sont mises en place les trois unités sédimentaires individualisées dans ce travail est connu.

** Le cas de l'unité des cirques*

Elle est constituée de tabliers d'éboulis, de glaciers rocheux et de tills principalement nourris par les versants supraglaciaires récemment déglacés car contemporains de glaciers de petite taille qui étaient cantonnés au plancher des cirques. Ce volume sédimentaire a d'ailleurs été d'emblée interprété en termes de recul de paroi (Tabl. 7.3). Ce n'est qu'à titre de comparaison avec la phase de progression et la phase des cirques qu'il a été traduit en termes de dénudation globale et figure donc sur le tableau 7.2.

** Le cas de l'unité de déglaciation*

La provenance sédimentaire des dépôts de l'unité de déglaciation est moins évidente car les faciès sont assez variés. De plus, durant cet intervalle de temps, le système d'érosion est en cours de transition et la gamme des processus fonctionnels extrêmement diversifiée. Les processus sous-glaciaires (abrasion par la glace ou par les eaux sous-glaciaires, *plucking*) sont encore susceptibles de produire des débris directement arrachés au substrat rocheux, en particulier durant les épisodes de progression-stationnement qui interrompent la dynamique de retrait, tandis que les processus caractéristiques de la phase d'ajustement paraglaciale concernent des espaces de plus en plus étendus et affectent des sources sédimentaires variées : le substrat rocheux à la faveur de processus de décohésion de blocs dans un contexte de détente post-glaciaire (paraglaciale primaire) mais aussi des tills et autres relais abandonnés par le glacier würmien en voie de déglaciation (paraglaciale secondaire). Compte tenu de cela, nous proposons d'attribuer :

-50 à 70 % du volume de cette unité **au travail des processus sous-glaciaires** qui ont fonctionné (i) durant les épisodes de progression-stationnement qui ont interrompu le retrait et (ii) durant la phase de progression initiale du glacier würmien mais qui ont été remanié durant la phase de déglaciation *via* les processus paraglaciale. Par commodité de langage, on désignera ce volume « production sous-glaciaire » (Fig. 7.11).

-et les 30 à 50% qui restent à de la **décohésion de blocs sur les versants récemment déglacés dans un contexte de détente post-glaciaire**. Par commodité de langage, on désignera ce volume « production paraglaciale primaire » (Fig. 7.11).

Bien sûr, ce découpage de l'unité de déglaciation est très approximatif. Le seul argument susceptible d'être avancé, pour étayer ces pourcentages, se trouve sur le plateau des Soccarades où un volume de $0,02 \text{ km}^3$ de matériaux anguleux et *openwork* est intégralement attribuable à « production paraglaciale primaire » (Fig. 5.55). Comme d'autres zones du bassin glaciaire ont fonctionné à l'identique durant la déglaciation, la valeur de 30% proposée ci-dessus représente sans doute un minimum.

*** Le cas de l'unité terminale**

Comme nous l'avons souligné *supra*, l'unité terminale cumule probablement les dépôts d'une histoire géomorphologique plus complexe que ce que nous avons envisagé en première analyse (section 3 et 4.3.1 de ce chapitre). En effet, les arguments qui plaident en faveur d'un cycle würmien polyphasé sont maintenant nombreux. Rappelons les travaux menés dans les montagnes de Méditerranée centrale (Allen et al., 1999 ; Tzedakis et al., 2004 ; Hughes et al., 2006). Dans les Alpes, trois pulsations glaciaires intra-würmiennes sont identifiées vers ~50, 30 et 25 ka (Guyomard et al., 2007). En Ariège, des fluctuations intra-würmiennes du front glaciaire sont identifiées mais l'amplitude des variations reste limitée à une dizaine de kilomètres, ce qui est relativement négligeable compte tenu de la taille du glacier de vallée composite ariégeois (~ 70 km le long de l'axe de l'Ariège durant le MEG Würm). Sur la marge sud-est du massif du Carlit, en revanche, la topographie du lit glaciaire et la petite taille des paléoenglacements ont nécessairement accentué l'amplitude des fluctuations glaciaires. Compte tenu de cela, il est tout à fait envisageable que les fluctuations intra-würmiennes aient généré une débâcle comparable à celle survenue durant l'interstade GS-2b, d'autant que cet interstade charnière entre le Pléniglaciaire supérieur et le Tardiglaciaire correspond, sur les courbes isotopiques globales (cf. *North GRIP*, Fig. 6.8), à un climat encore froid.

Si on admet que les paléoenglacements du sud Carlit ont encaissé durant le Würm trois phases de progression-déglaciation majeures, calées approximativement sur les stades MIS 4, MIS 3 et MIS 2, alors il fait envisager que l'unité terminale cumule non seulement des relais sédimentaires antérieurs au Würm (cf. section *supra*) mais aussi des relais sédimentaires contemporains de deux phases de déglaciation intra-würmiennes. En effet, la présence de tills altérés, d'âge pré-würmiens¹, sous les tills würmiens faiblement altérés de l'unité terminale permet d'affirmer que les dépôts contemporains de l'ensemble des pulsations glaciaires intra-würmiennes sont bien représentés dans le piège sédimentaire que constitue l'unité terminale, à l'exception bien sûr des MES et charge en solution exportées vers l'aval (cf. section 4.1.1 *supra*).

Si on admet, en outre, selon la même logique que celle exprimée précédemment, que le volume attribuable à la production paraglaciale primaire transféré durant chaque phase de progression jusqu'à l'unité terminale est comparable à celui produit durant l'interstade post-MIS 2 (soit $0,033$ à $0,055 \text{ km}^3$, Fig. 7.11) alors le volume de l'unité terminale attribuable à la « production paraglaciale primaire » würmienne peut être estimé entre $0,066 \text{ km}^3$ à $0,11 \text{ km}^3$ (selon le pourcentage pris en compte : 30-70% ou 50-50 %). Il reste donc un volume

¹ Ces tills altérés ont été transférés en position terminale lors d'un cycle glaciaire antérieur au Würm, certainement au Riss.

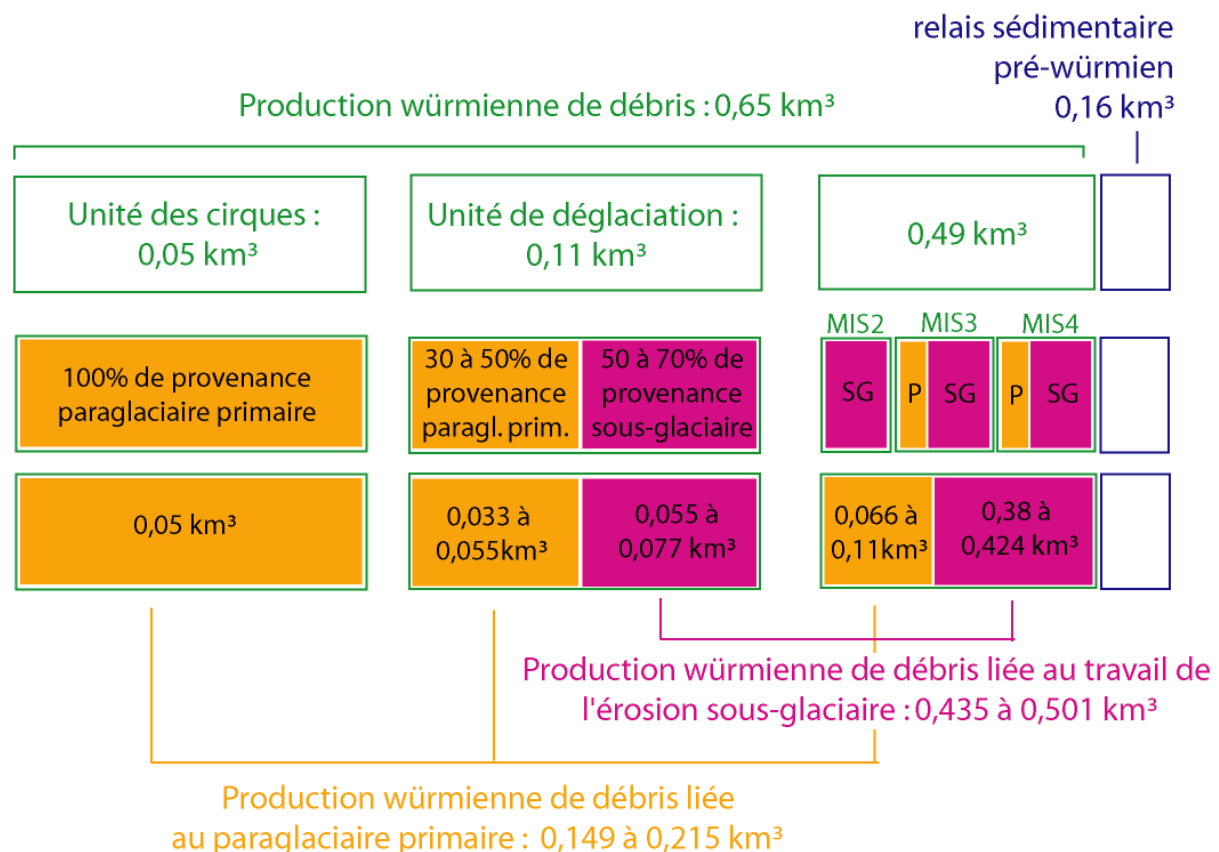
approximatif de $0,424 \text{ km}^3$ à $0,38 \text{ km}^3$ attribuables à la « production sous glaciaire » würmienne ($0,49 \text{ km}^3 - 0,066 \text{ km}^3$ et $0,49 \text{ km}^3 - 0,11 \text{ km}^3$).

Sur ces bases, on peut estimer le volume de la production würmienne de débris imputable :

- **au travail de l'érosion sous-glaciaire** : $0,435$ à $0,501 \text{ km}^3$, soit $0,38$ à $0,424 \text{ km}^3$ contenus dans l'unité terminale et $0,055$ à $0,077 \text{ km}^3$ contenus dans l'unité de déglaciation. Cela représente 67 à 77 % la production würmienne de débris.

- **à la « production paraglaciale primaire »** : $0,149$ à $0,215 \text{ km}^3$ soit $0,066$ à $0,11 \text{ km}^3$ contenus dans l'unité terminale, $0,033$ à $0,055 \text{ km}^3$ contenus dans l'unité de déglaciation et $0,05 \text{ km}^3$ contenus dans l'unité des cirques. Cela représente 23 à 33 % la production würmienne de débris.

Fig. 7.11 : Production würmienne de débris liée au travail de l'érosion sous-glaciaire et à la « production paraglaciale primaire »



67 à 77 % la production würmienne de débris est imputable au travail de l'érosion sous-glaciaire et 23 à 33 % à la « production paraglaciale primaire »

Ces résultats montrent que le volume de débris arraché au substrat par le travail de l'érosion sous-glaciaire est sensiblement plus important que celui produit en contexte paraglaciale car, à l'échelle du cycle glaciaire, la durée de fonctionnement des processus d'érosion sous-glaciaires est plus longue que celle des phases d'ajustement paraglaciale ; les surfaces concernées sont aussi nettement plus étendues. Par contre, si on raisonne en termes de tranche érodée (recul de parois ou dénudation exprimés en mètres), on s'aperçoit que les crises paraglaciaires contribuent beaucoup plus efficacement que l'érosion sous-glaciaire à remodeler les paléotopographies pré-quaternaires : la comparaison des reculs de parois obtenus sur Soccarades (R : 4,75 à 9 m) durant une seule crise paraglaciale, la crise post-MIS 2, et des dénudations obtenues en moyenne sur l'ensemble du bassin glaciaire pour toute la durée du Würm le montrent bien. En effet, un recul de paroi de l'ordre de 13 à 27 m est envisageable pour toute la durée du Würm sur le secteur Soccarades tandis que la dénudation würmienne moyenne est limitée à 3,85 m si on prend en compte l'ensemble de la production würmienne de débris et à 2,6-3 m seulement si on ne prend en compte que le volume sédimentaire würmien produit par l'érosion sous-glaciaire (cf. Tabl. 7.5). Notons que la présence d'héritages d'exposition sur un grand nombre de verrous du Carlit (9 héritages d'expositions sur 15 datations ¹⁰Be sur verrous sur le Carlit, cf. Tabl. 6.1) montre bien que la dénudation réalisée durant le dernier cycle, c'est-à-dire durant la pulsation contemporaine du MIS 2, est ponctuellement inférieure à 2-3 m. Ce cas de figure est beaucoup plus rares sur le bassin glaciaires ariégeois où on a enregistré seulement deux héritages d'exposition sur 14 datations ¹⁰Be sur verrous (cf. Tabl. 6.2).

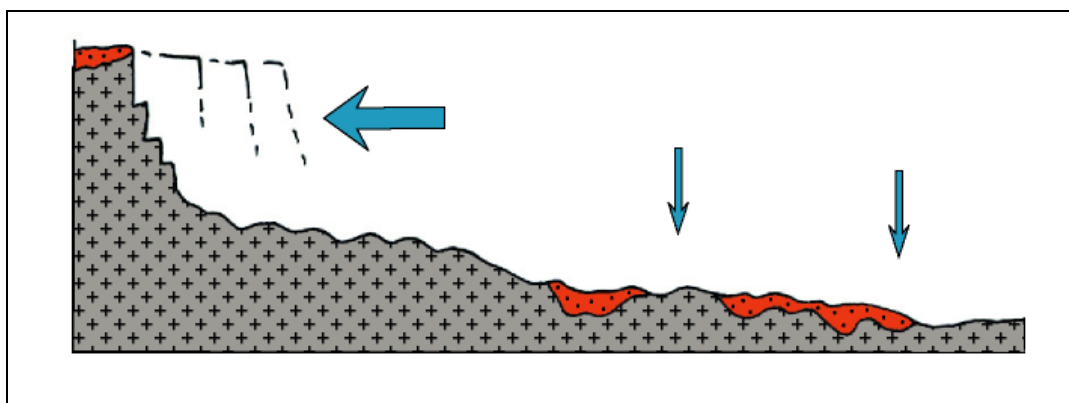
Tabl. 7.5 : Reculs de parois et dénudations moyennes envisageables sur toute la durée du cycle glaciaire würmien

	Volume sédimentaire (km ³)	Superficie bassin producteur (km ²)	Tranche érodée (m)
Recul paroi Soccarades sur base de trois crises paraglaciaires	-	2,65	13,4 à 27
Dénudation würmienne sur la base de :			
La production würmienne totale	0,49	168,82	3,85
La production würmienne sous-glaciaire	0,435 à 0,501	168,82	2,57 à 2,97

Conclusion : vers un modèle d'évolution du relief en contexte glaciaire

Ces quantifications conduites à l'échelle du Würm conduisent à envisager un modèle d'évolution du relief fonctionnant plus par recul de paroi que par abaissement des planchers (Fig. 7.12). Si on transpose ces résultats à l'échelle du Quaternaire, on comprend mieux la préservation, maintes fois signalée au chapitre 5, de paléotopographies et d'altérites pré-quaternaires jusqu'au cœur du domaine englacé.

Fig. 7.12 : Un modèle d'évolution du relief en contexte glaciaire



Les quantifications proposées *supra* montrent aussi que ce modèle est d'autant plus pertinent que les fluctuations des paléoenglacements sont amples et nombreuses : plus on multiplie le nombre de crises paraglaciaires, plus les parois reculent et moins les planchers s'abaissent tandis que le rôle de convoyeur de débris prend le pas sur le potentiel de dénudation du lit glaciaire. Sur ces bases, on peut penser que les zones soumises à des paléoenglacements relativement stables à l'échelle du cycle glaciaire se caractérisent par une empreinte glaciaire sensiblement différente de celle qui caractérise les zones soumises à des paléoenglacements extrêmement fluctuants à l'échelle du cycle glaciaire. Les reconstitutions paléoenvironnementales présentées aux chapitres 5 et 6 montrent clairement que les paléoenglacements de la façade méridionale de la chaîne répondent à cette 2^e catégorie. En revanche, le glacier de vallée composite ariègeois n'a connu que des variations mineures de la position des fronts glaciaires durant le Würm. Par conséquent, sur la façade septentrionale du domaine d'étude, seules les marges du domaine englacé appartiennent à cette seconde catégorie. Afin de tester la pertinence de ce modèle d'évolution du relief, on propose dans le chapitre suivant une analyse morphométrique de l'empreinte glaciaire quaternaire.

Chapitre 8 : Morphométrie des cirques et variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire quaternaire dans l’est des Pyrénées

Introduction

Ce chapitre propose une réflexion sur la variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire quaternaire dans le domaine est-pyrénéen à partir d’une analyse morphométrique des cirques glaciaires. Cette approche morphométrique, outre qu’elle correspond à une tendance lourde de la géomorphologie moderne, est un moyen de décrire plus objectivement l’espace étudié et d’étendre, à l’échelle du Quaternaire et de l’ensemble du domaine d’étude, la réflexion sur l’impact géomorphologique des phases d’englacement. Ce questionnement a déjà été abordé dans les chapitres précédents, tantôt sur la base d’observations qualitatives, à travers une géographie des paléotopographies et reste d’altérites pré-quaternaires (chapitre 5), tantôt sur la base d’une quantification du rythme de l’érosion en contexte glaciaire, à partir d’une estimation du volume sédimentaire piégé sur la marge sud-est du massif du Carlit durant le cycle glaciaire würmien (chapitre 7). On rappellera en préambule les grandes lignes de la problématique et des principaux acquis.

La préservation de paléotopographies et d’altérites pré-quaternaires jusqu’au cœur du domaine englacé et, plus généralement, l’importance des formes non glaciaires dans le paysage de la haute montagne (versants périglaciaires dominant la morsure des cirques, lignes de crêtes en boulevard...) montrent bien que les glaciations quaternaires n’ont pas, dans l’est des Pyrénées tout au moins, intégralement transformé les formes du relief antérieures au Quaternaire froid (cf. section 3 du chapitre 2). À ce titre, cette montagne peut être comparée au cas des socles des hautes latitudes où subsistent, en dépit d’un englacement généralisé tout au long du Quaternaire, de nombreux vestiges de paléotopographies, des tors plus ou moins démantelés et des altérites pré-quaternaires (cf. section 3 du chapitre 1). Cependant, le style des paléoenglacements et le contexte géomorphologique sont très différents : ici, des paléoenglacements de taille relativement réduite installés sur des bassins glaciaires montagnards des moyennes latitudes, là des paléoinlandsis recouvrant des domaines de socle très monotones ; aussi, il est fort probable que la hiérarchie des facteurs qui ont guidé la marche de l’érosion dans le domaine est-pyrénéen soit sensiblement différente de celle mise en évidence par D.E. Sugden (1978). Pour D.E. Sugden, l’efficacité géomorphologique des paléoinlandsis est fondamentalement gouvernée par des paramètres d’ordre glaciologique, au premier rang desquels la vitesse des flux de glace basale, qui dépend de la température de la glace au contact du substrat et donc de l’épaisseur de la glace. Les caractéristiques topographiques du lit glaciaire sont également prises en compte mais restent un paramètre de second plan dans la mesure où elles conditionnent, *in fine*, l’épaisseur du glacier et les modalités d’écoulement des flux de glace. En montagne, par contre, et notamment dans l’est des Pyrénées, compte tenu de l’importance des pentes, de la diversité du cadre structural (section 1 du chapitre 2) et des fluctuations intra-cycle glaciaires relativement amples qui ont affecté les paléoenglacements les plus marginaux (chapitres 5 et 6), il est évident que les caractéristiques morphostructurales du bassin glaciaire et que le facteur temps dans sa double

dimension, durée des phases d'englacement et histoire des systèmes d'érosion qui se sont succédé au cours du Quaternaire froid, ont aussi joué un rôle que nous proposons d'évaluer.

La cartographie des paléotopographies néogènes et la prise en compte des restes d'altérites pré-quaternaires réalisées dans les chapitres précédents (cf. Fig. 2.7, sections 1.3.3, 1.4 et 2.2.3 du chapitre 5) fournissent une première lecture « en négatif » et qualitative de l'impact géomorphologique des glaciations quaternaires à l'échelle régionale dont on peut rappeler brièvement les grandes lignes :

- Ces formes et formations pré-quaternaires sont beaucoup plus largement préservées sur la façade méridionale du domaine d'étude que sur le bassin glaciaire ariégeois où la dissection et la morsure des cirques ont largement remodelé les formes du relief, à l'exception notable de la partie septentrionale du massif de l'Aston où subsistent de larges zones aplanies basculées vers le nord.
- Outre ce contraste nord-sud, des différences notables apparaissent entre le modelé des versants situés sur les marges du domaine englacé et le modelé de ceux situés au cœur de la zone d'alimentation. Par exemple, sur les massifs de l'avant-pays ariégeois (Arize, Trois Seigneurs, Tabé), les formes sont encore relativement molles et peuvent passer insensiblement d'une muraille de fond de cirque subverticale aux pentes plus douces de versants régularisés périglaciaires. Par contre, sur la haute chaîne axiale (Bassières, Mont Calm, Aston des crêtes), les croupes aux formes lourdes, à quelques exceptions près, disparaissent pour céder la place à un relief beaucoup plus aiguë au sein duquel les pentes fortes dominant et les interfluvies correspondent systématiquement à des crêtes en chenille ou au mieux des crêtes en boulevard (Fig. 2.8).

Il s'agit maintenant de compléter cette première approche qualitative de la variabilité de l'empreinte glaciaire quaternaire par l'analyse morphométrique de 1201 cirques glaciaires est-pyrénéens (1066 cirques de rang 1, 199 cirques de rang 2 et 36 cirques de rang 3) et le traitement statistique d'une base de données constituée de 14 paramètres (cf Annexe C). Cette base de données morphométrique permet de répondre à deux questions partiellement abordées dans les chapitres précédents.

**** Une recherche sur les modalités de façonnement des cirques glaciaires est-pyrénéens***

Les estimations de tranche érodée conduites à l'échelle du Würm sur la marge sud-est du massif du Carlit suggèrent que, dans ce contexte bien précis (un glacier de plateau assez mal alimenté, relativement mince et de petite taille), les formes du relief se sont modifiées beaucoup plus radicalement par recul de paroi, au cours de crises paraglaciaires relativement brèves mais extrêmement morphogènes, que par abaissement des planchers sous-glaciaires durant les phases d'englacement (Tabl. 7.5 et section 4.3.2 du chapitre 7).

Dans ce chapitre, la recherche de relations d'allométrie ou d'isométrie entre différents paramètres morphométriques (cf. section 3.2.2 du chapitre 1) permet de voir (i) dans quelle mesure ce modèle d'évolution du relief est transposable à l'échelle du Quaternaire et (ii) s'il est applicable à l'ensemble du domaine est-pyrénéen, quelque soit le style des paléoenglacements quaternaires : grands glaciers de vallée composite de la façade océanique, paléoenglacements marginaux de la façade méridionale et méditerranéenne de la chaîne ou des massifs d'avant-pays du domaine ariégeois.

*** Les cirques comme marqueur de la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire quaternaire**

Le choix des cirques comme marqueur de la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire quaternaire repose sur plusieurs points :

- Ils constituent, dans les paysages de la haute montagne, la forme la plus évidente et la plus caractéristique de l'érosion glaciaire.
- C'est la forme d'érosion glaciaire la plus répandue. Beaucoup plus répandue que les auges, elle est présente sur l'ensemble des massifs qui ont été englacés durant le Quaternaire et constitue, d'ailleurs, un marqueur privilégié pour repérer l'emprise spatiale de ces paléoenglacements dans la zone d'alimentation, c'est-à-dire là où les dépôts morainiques font défaut (cf section 1.3 du chapitre 4).
- C'est enfin la forme d'érosion glaciaire la plus facile à individualiser, délimiter et analyser de manière systématique dans le cadre d'une approche morphométrique. Cependant, il faut bien garder à l'esprit la part de subjectivité de toute analyse morphométrique, y compris lorsqu'elle porte sur un objet en apparence aussi facile à individualiser qu'un cirque glaciaire.

Cela justifie la mise au point méthodologique et conceptuelle par laquelle nous débutons ce chapitre (section 1). Cette synthèse bibliographique, non exhaustive, des travaux de morphométrie des cirques glaciaires réalisés au cours des dernières décennies est suivie d'une présentation de notre propre contribution ; d'abord la méthode d'acquisition des données morphométriques mise en œuvre dans l'est des Pyrénées (section 2), ensuite les résultats et discussions que ces quantifications suscitent (sections 3).

1- Cirques glaciaires et morphométrie : mise au point méthodologique et conceptuelle

Tout travail de morphométrie commence par une phase d'échantillonnage qui consiste (i) à repérer, dans la mosaïque de formes que constitue le relief, quels modelés peuvent être assimilés à des cirques glaciaires, (ii) à les délimiter et (iii) à mesurer en leur sein plusieurs paramètres susceptibles de caractériser la taille et la forme des cirques glaciaires en question. Cette phase d'échantillonnage présente une part de subjectivité évidente qui ne peut être réduite qu'en précisant le plus clairement possible : Qu'est ce qu'un cirque ? Comment en définir les limites sur une carte ? Quels sont les paramètres de taille et de forme susceptibles d'être porteur de sens ? Autant de questions auxquelles plusieurs auteurs apportent quelques éléments de réponses.

1.1- Définir et délimiter un cirque glaciaire

Lors du *meeting* de la BGRG (*Small Research Group on Geomorphology*, Durham), un groupe de travail s'est penché sur la question de la définition des cirques en morphométrie (Evans & Cox, 1974). En préambule aux discussions, les chercheurs ont comparé les cartographies des cirques glaciaires réalisées sur les Mountains Blocks, à partir d'un même fond topographique mais par trois auteurs différents (Tipper, 1971 ; Heginbottom, 1972 ; Evans, 1973, cités in Evans & Cox, 1974). Les trois cartographies montrent des écarts considérables du nombre de cirques recensés (Tabl. 8.1). Les différences sont en partie liées à

des oublis ou à des cirques non comptabilisés par certains car considérés comme marginaux. Mais l'essentiel des écarts est dû à des représentations sensiblement différentes d'un auteur à l'autre de ce qu'est l'empreinte glaciaire d'un cirque. Certains ont regroupé dans une même unité des formes perçues par d'autres comme plusieurs unités, certes contiguës, mais distinctes. La mise en commun des travaux et les discussions ont mis en évidence la nécessité de mettre au point une définition suffisamment précise pour que chacun puisse distinguer sur des bases comparables (i) ce qui est un cirque et ce qui n'en est pas un, (ii) ce qui est un groupe de cirques et ce qui est un cirque unique de forme complexe, (iii) ce qui est un cirque glaciaire et une forme en creux mais qui n'est pas d'origine glaciaire (glissement de terrain, niche d'arrachement, etc...) ; (iv) pour guider enfin la délimitation de chaque cirque par une ligne précise à partir de laquelle les mesures morphométriques pourront être faites.

Tabl. 8.1 : Comparaison de morphométries réalisées par trois personnes différentes sur une même zone d'étude (Extrait de Evans & Cox, 1974).

Mountain Blocks	Tipper, 1971	Heginbottom, 1972	Evans, 1973
Red and Poison Mountains	0	2	0
Camelsfoot	4	15	9
Shulaps (N. of 51°N)	7	20	34
Tyax-Gun (N. of 51° N)	5	10	11
Relay Mountain	4	2	27
Dash	0	4	8
Tatlow (E. of 124°W)	25	26	70

Plusieurs éléments de définition d'un cirque ont été établis à l'issue de ce *meeting* (Evans & Cox, 1974) et sont largement repris dans les analyses morphométriques des cirques glaciaires réalisées ultérieurement (Gordon, 1977, Olyphant, 1981 ; Evans & Cox, 1995, Haynes, 1998 ; Gordon, 2001, Garcia Ruiz et al., 2000 ; Federici & Spagnolo, 2004 ; Brook et al., 2006 ; Evans, 2006; Hughes et al., 2007b).

- Un cirque doit être défini morphologiquement, sans nuances génétiques d'où la nécessité de qualifier un cirque par un adjectif : glaciaire, nival, de glissement, karstique, d'écroulement... Le cantonnement du terme aux formes d'origine glaciaire est recommandé par certains chercheurs mais un consensus s'est dégagé pour ne pas retenir une telle restriction dans l'emploi du terme.

- Un cirque est un creux, ouvert vers l'aval et limité à l'amont par une pente raide, la paroi de fond de cirque. Ce plan est arqué autour d'un plancher de pente plus faible.

- Un cirque est glaciaire si le plancher a été affecté par l'érosion glaciaire pendant que la muraille de fond de cirque (*headwall*) évoluait en contexte subaérien. Il faut par ailleurs que le sommet de la muraille de fond de cirque soit proche de la ligne de partage de l'écoulement glaciaire de telle sorte que le flux de glace qui parcourait le cirque ne provenait pas de zones d'alimentation situées en amont de la muraille de fond de cirque.

- Des suggestions sur la pente de la muraille de fond de cirque (supérieure à 35°) et du plancher (inférieure à 20°) sont émises mais l'idée que le plancher de fond de cirque est nécessairement limité à l'aval par un seuil est finalement rejetée afin d'inclure le cas particulier des cirques de fond d'auge.

- En ce qui concerne la hiérarchie des cirques à prendre en compte, la nécessité de travailler d'abord sur les cirques élémentaires est clairement affirmée. Cela suppose que l'analyse morphométrique est conduite sur une carte dont l'échelle est suffisamment précise (conseil sur équidistance maximale des courbes de niveaux : 30 m maximum) pour que les cirques de rang 1 (couples plancher-muraille élémentaires) ne soient pas confondus avec des cirques de rang supérieur (cirques de rang 2 : couple plancher muraille présentant sur la paroi de fond de cirque au moins un cirque de rang 1 ; cirques de rang 3 : couples plancher-muraille présentant sur la paroi de fond de cirque au moins un cirque de rang 2 ; etc...).

1.2- Définir et tracer les paramètres morphométriques

Un grand nombre d'indices morphométriques destinés à traduire quantitativement la **taille** et la **forme des cirques glaciaires** ont été élaboré depuis les années 1950 (Tabl. 8.2, liste non exhaustive¹).

Tabl. 8.2 : Principaux paramètres de taille, de forme et de position appliqués à l'analyse morphométrique des cirques glaciaires (liste non exhaustive¹)

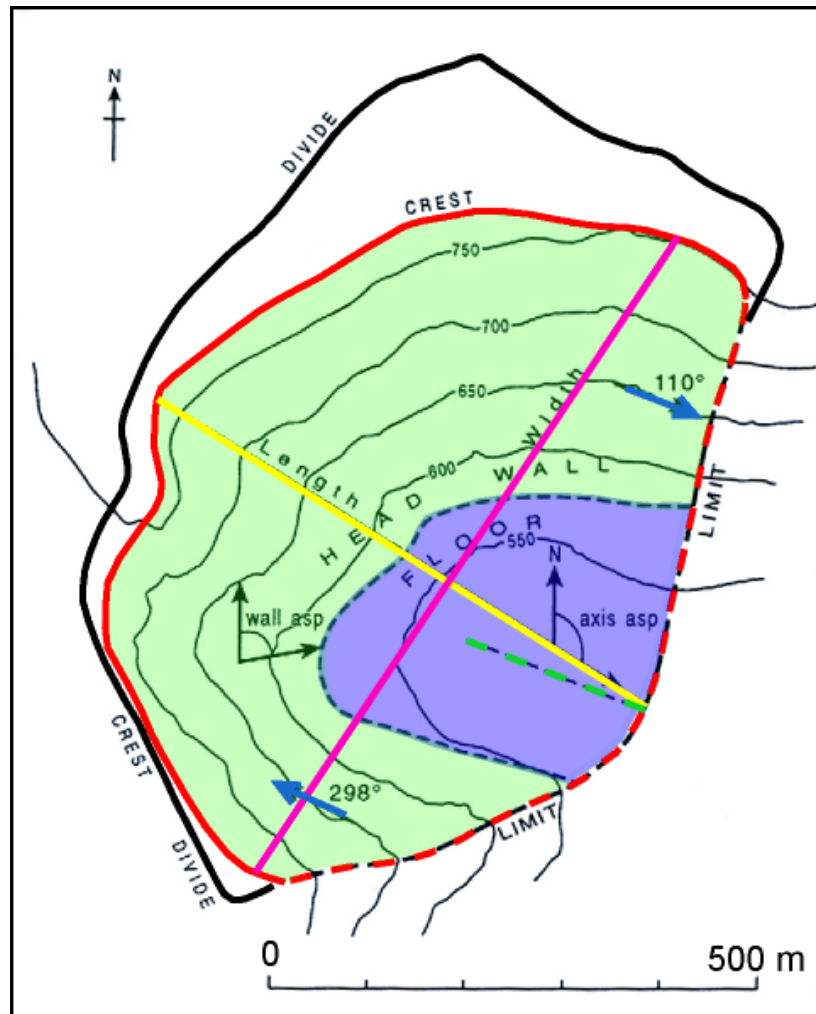
Paramètres de taille	Paramètres de forme		Indice de position
	Forme en plan	Forme du profil en long ou en travers	
Longueur ⁽¹⁾	Ratio longueur/largeur	Ratio longueur/amplitude	Altitude
Largeur ⁽²⁾	<i>Plan closure</i> ⁽³⁾	<i>Profil closure</i> ⁽⁴⁾	Latitude
Superficie	Circularité ⁽⁵⁾	Indice K ⁽⁶⁾	Longitude
Amplitude		Pente maxi muraille de fond de cirque	Orientation
volume		Pente minimale du plancher de cirque	
		Ratio largeur/amplitude	

1 : correspond à la distance de l'axe séparant le plancher et la muraille de fond de cirque (axe médian) en deux zones de superficies égales, d'après Evans & Cox (1995) ; 2- correspond à la distance de la plus grande largeur perpendiculaire à l'axe médian, d'après Evans & Cox (1995) , 3- correspond à la différence des deux angles définis par les deux pointes de l'arcs de cirques, d'après Evans (1969), 4- correspond à la différence entre la pente maximale de la muraille de fond de cirque et la pente minimale du plancher de cirque, d'après Evans (1969); 5- correspond au ratio entre le périmètre du cirque et la circonférence d'un cercle ayant la même superficie que le cirque en question, d'après Aniya & Welch (1981); 6- indice défini par analogie entre le profil topographique en long du cirque et une courbe mathématique du type $y = k (1-x) e^{-x}$, d'après Haynes (1968).

Parmi ces nombreux indices, en définitive, seuls les plus simples sont susceptibles d'être appliqués à une population de cirque très étendue et reproduits à l'identique par différents auteurs. Dans cette optique, I.S. Evans & N.J. Cox (1995) ont sélectionné quelques paramètres morphométriques relativement faciles à mesurer sur carte topographique et proposent la grille d'analyse morphométrique des cirques glaciaires suivante :

¹ On pourra se référer à l'article de I.S. Evans & N.J. Cox (1995) pour consulter une liste plus complète des indices morphométriques utilisés sur cirques glaciaires. Cet article propose une synthèse de 29 paramètres quantitatifs et qualitatifs.

Fig. 8.1 : L'analyse morphométrique d'un cirque glaciaire d'après Evans & Cox (1995)



La ligne noire représente la ligne de partage des eaux entre deux bassins versants. La ligne rouge donne les limites du cirque. La plage bleue correspond à la zone « plancher de cirque » et la plage verte à la zone « muraille de fond de cirque ». Les deux droites jaunes et rose donnent l'axe médian et l'axe de la plus grande largeur perpendiculaire à l'axe médian. Les flèches bleues représentent les deux vecteurs tracés sur les deux pointes de l'arc de cirque (nécessaire au calcul du *plan closure*). La ligne verte en pointillés donne l'axe le long duquel est calculée la pente la plus faible du plancher de cirque (nécessaire au calcul du *profil closure*). Wall asp (*wall aspect*) désigne l'orientation du cirque, cette dernière correspond non à l'azimut de l'axe médian (ligne jaune) mais à l'azimut d'un axe perpendiculaire à la zone la plus raide de la muraille de fond de cirque. Cette zone de pente raide, mesurée sur un dénivelé de 30 m, sert aussi dans le calcul du *plan closure*.

- (i) Délimiter le cirque en commençant par tracer la limite amont de la muraille de fond de cirque puis prolonger cette ligne par un tracé reliant les deux pointes de l'arc de cercle et passant par le seuil qui limite, à l'aval le plancher de cirque (Fig. 8.1).
- (ii) Délimiter la zone « plancher de cirque » et la zone « muraille de cirque ».

(iii) Tracer la ligne qui sépare la zone « plancher de cirque », d'une part, et la zone « muraille de cirque », d'autre part, en deux zones de superficies égales (axe médian tracé en jaune sur la figure 8.1).

(iv) Le milieu de l'axe médian est utilisé pour renseigner les coordonnées géographiques du cirque.

(v) L'altitude du point le plus bas du cirque se situe souvent sur la rupture de pente qui sert à délimiter le cirque à l'aval. Sur les cirques très surcreusés, ce point se situe sur la zone « plancher de cirque ». Si cette dernière est occupée par un lac, la profondeur du surcreusement n'est pas directement perceptible et on ne peut que renseigner, en routine, l'altitude du toit du remplissage.

(vi) L'altitude du point le plus haut du cirque peut être mesurée sur la base de trois points différents qu'il ne faut pas confondre : le point le plus haut de la muraille de fond de cirque, le point le plus haut du bassin versant drainé vers les pentes du cirque, le point à l'intersection entre l'axe médian et le sommet de la muraille du cirque.

(vii) Tracer l'axe de la largeur de telle sorte qu'il corresponde à la largeur maximale du cirque perpendiculaire à l'axe médian (ligne rose sur la figure 8.1).

(viii) L'orientation du cirque est donnée non pas sur la base de l'azimut défini par l'axe médian mais sur la base de l'azimut donné par un axe perpendiculaire à la zone la plus raide de la muraille de fond de cirque (noté wall asp. c'est-à-dire *wall aspect* sur la figure 8.1).

(ix) Calcul du *plan closure*. Pour cela, il faut assimiler les deux pointes de l'arc de cirque à deux vecteurs tracés selon une orientation horaire (flèches bleues sur la figure 8.1). Ensuite, on mesure l'azimut des deux vecteurs en partant de l'origine de chaque vecteur. Puis, on fait la différence des deux angles. Si la valeur obtenue est inférieure à 180°, cela signifie que le cirque est peu fermé ; si elle est supérieure à 180°, cela signifie que le cirque est très fermé.

(x) Calcul du *profil closure*. C'est la différence entre la pente maximale de la muraille de fond de cirque mesurée sur un dénivelé de 30 m (zone notée wall asp. sur la figure 8.1) et la pente minimale du plancher de cirque mesurée sur un dénivelé de 10 m (ligne pointillée bleue sur la figure 8.1).

Cette grille d'analyse morphométrique a été en partie reprise et simplifiée par plusieurs auteurs (Haynes, 1998 ; Garcia Ruiz et al., 2000 ; Federici & Spagnolo, 2004 ; Brook et al., 2006 ; Hughes et al., 2007). Le tableau 8.3 synthétise les indices morphométriques retenus dans ces travaux récents réalisés, pour trois d'entre eux, dans des montagnes méditerranéennes et, par conséquent, susceptibles de servir de base de comparaison pour notre propre étude. Il montre clairement que seules les analyses morphométriques fondées sur un nombre relativement réduit de cirques glaciaires intègrent des indices aussi complexes que le *plan closure*, le *profil closure* (Brook et al., 2006 ; Hughes et al., 2007) ou l'indice k (Brook et al., 2006). En effet, ce dernier nécessite de tracer le profil en long de chaque cirque recensés dans la morphométrie et de comparer les différents profils topographiques avec un jeu de courbes du type $y = k (1-x) e^{-x}$ données pour différentes valeurs de k situées entre 0,5 et 2 (Haynes, 1968). En revanche, toutes ces études ont retenu

les paramètres longueur et largeur tels que I.S. Evans & N.J. Cox (1995) les définissent. Par ailleurs, on note que les indices morphométriques susceptibles de faire l'objet de mesures automatiques sur SIG (superficie, volume, amplitude, distance de l'axe médian, distance de l'axe de la largeur...) sont assez systématiquement renseignés.

Tabl. 8.3 : Indices morphométriques retenus dans quelques études récentes

	Haynes, 1998	Garcia Ruiz et al., 2000	Federici & Spagnolo, 2004	Brook et al., 2006	Hughes et al., 2007b
Région	Antarctique	Aragon et Gállego,	Alpes franco italiennes	Ben Ohau range, Nvelle Zélande	Montagnes du Pinde, Grèce
Nombre de cirques	1680	206	432	92	35
Support cartographique utilisé	Images satellites au 1/250 000	Carte 1/50 000	MNT pas 50 m	Carte 1/50 000	Carte 1 : 50 000 Intercourbes 20m
Séparation zone « plancher » et zone « muraille cirque »	N. R.	N. R.	N. R.	N. R.	N. R.
Longueur ⁽¹⁾	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné
Largeur ⁽²⁾	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné
Altitude maximale	N. R.	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné
Altitude minimale	N. R.	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné
<i>plan closure</i> ⁽³⁾	N. R.	N. R.	N. R.	Renseigné	Renseigné
<i>profil closure</i> ⁽⁴⁾	N. R.	N. R.	N. R.	Renseigné	Renseigné
Pente maxi muraille	N. R.	N. R.	N. R.	Renseigné	Renseigné
Pente mini plancher	N. R.	N. R.	N. R.	Renseigné	Renseigné
Orientation	N. R.	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné
Superficie	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné	N. R.
Amplitude	N. R.	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné
Volume	N. R.	N. R.	N. R.	Renseigné	N. R.
Ratio longueur/largeur	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné	Renseigné
Ratio longueur/amplitude	N. R.	Renseigné	Renseigné	Renseigné	N. R.
Ratio largeur/amplitude	N. R.	N. R.	Renseigné	Renseigné	Renseigné
Indice de circularité ⁽⁵⁾	N. R.	N. R.	Renseigné	N. R.	N. R.
Concavité ⁽⁶⁾	N. R.	N. R.	N. R.	Renseigné	N. R.
Indice K ⁽⁷⁾	N. R.	N. R.	N. R.	Renseigné	N. R.
Lithologie	N. R.	Renseigné	N. R.	N. R.	Renseigné

N. R. : non renseigné ; 1 : correspond à la distance de l'axe séparant le plancher et la muraille de fond de cirque (axe médian) en deux zones de superficies égales, d'après Evans & Cox (1995) ; 2- correspond à la distance de la plus grande largeur perpendiculaire à l'axe médian, d'après Evans & Cox (1995) ; 3- correspond à la différence des angles définies par les deux pointes de l'arc de cirque, d'après Evans (1969), 4- correspond à la différence entre la pente maximale de la muraille de fond de cirque et la pente minimale du plancher de cirque, d'après Evans (1969); 5- correspond au ratio entre le périmètre du cirque et la circonférence d'un cercle ayant la même superficie que le cirque en question, d'après Aniya & Welch (1981) ; 6- indice défini tel que *plan closure* + (4 × *profil closure*) d'après Brook et al. (2006) ; 7- indice défini par analogie entre le profil en long du cirque et une courbe mathématique du type $y = k(1-x)e^{-x}$, d'après Haynes (1968).

2- Méthodologie de l'analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens

L'analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens a été réalisée sous Mapinfo (version 9.5) et à partir du fond topographique au 1/25 000 numérisé de l'IGN (dénivelé entre les isohypses de 10 m). La zone cartographiée couvre les massifs de Donnezan, Pailhères, Tabe, l'Arize, Trois Seigneurs, Mont Ceint, Bassiès, l'Aston, Campcardós du Carlit (Fig. 8.6). Les massifs les plus méridionaux et les plus orientaux de la chaîne (Puigmal, Carançà, Canigou, Madrès et Dourmidou) n'ont pas été pris en compte car

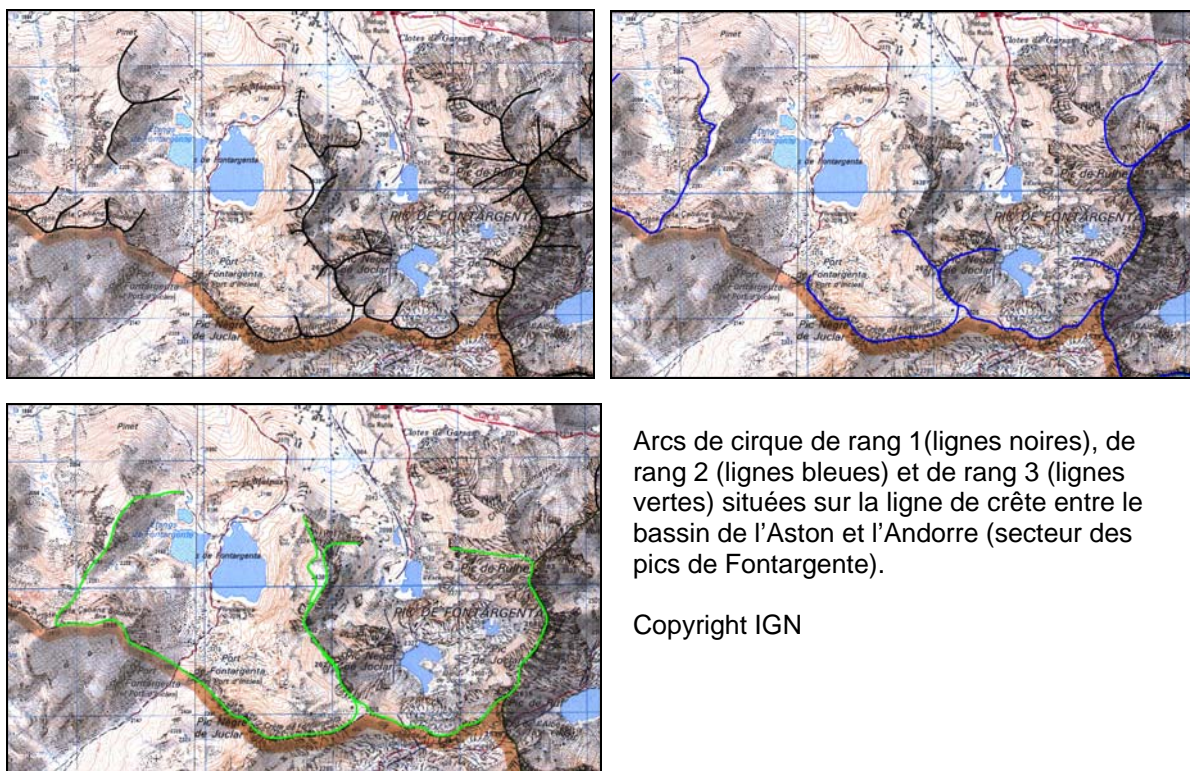
nous n'avons pu disposer, pour ces massifs, d'un fond topographique numérisé suffisamment maniable pour envisager une cartographie exhaustive.

Les cirques glaciaires cartographiés dans ce travail sont définis, conformément à I.S. Evans & N.J. Cox (1974), par le couple plancher/muraille : le plancher est une zone de replat relatif ceinturée par un versant relativement raide et de forme arquée. En théorie, trois types de lignes sont susceptibles d'être tracées :

- La rupture de pente amont, entre la paroi de fond de cirque et les pentes sus-jacentes
- La rupture de pente entre la muraille de fond de cirque et le plancher de cirque
- La rupture de pente aval, entre le plancher de cirque et les topographies sous-jacentes

Sur le fond topographique utilisé, seule la première limite est systématiquement marquée par une rupture de pente suffisamment nette pour faire l'objet d'un tracé reproductible sur l'ensemble du domaine cartographié. C'est donc sur cette ligne arquée, nommée dans les pages suivantes « arc de cirque », que repose la délimitation des cirques glaciaires est-pyrénéens. Le tracé des arcs de cirque nécessite une certaine hiérarchisation des formes. Trois niveaux de cirques glaciaires emboîtés les uns dans les autres apparaissent clairement sur la carte topographique au 1/25 000 de l'IGN (Fig. 8.2 et 8.3).

**Fig.8.2 : Cartographie et hiérarchisation des arcs de cirques.
Secteur Fontargente (haut Aston)**

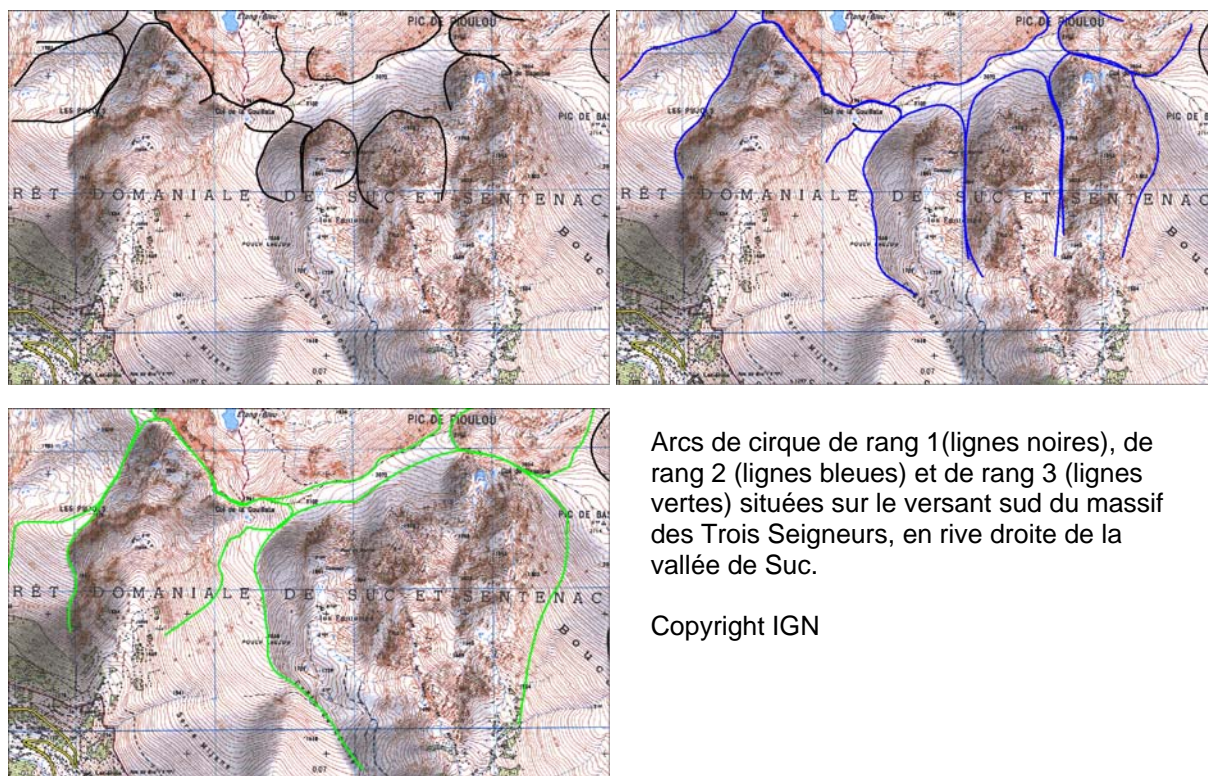


Arcs de cirque de rang 1 (lignes noires), de rang 2 (lignes bleues) et de rang 3 (lignes vertes) situées sur la ligne de crête entre le bassin de l'Aston et l'Andorre (secteur des pics de Fontargente).

Copyright IGN

Les **cirques de rang 1** correspondent à des couples plancher-muraille élémentaires. La muraille de fond de cirque correspond à un versant élémentaire plus ou moins arqué autour d'une zone de replat relatif (le plancher). Les **cirques de rang 2** correspondent à des couples plancher-muraille présentant sur la paroi de fond de cirque au moins un cirque de rang 1. Les **cirques de rang 3** correspondent à des couples plancher-muraille présentant sur la paroi de fond de cirque au moins un cirque de rang 2.

**Fig.8.3 : Cartographie et hiérarchisation des arcs de cirques.
Secteur Trois Seigneurs**



Tous les paramètres morphométriques présentés précédemment (section 1.2) n'ont pas été appliqués dans ce travail. Nous avons privilégié les indicateurs les plus fréquemment utilisés et pour lesquels on dispose d'éléments de comparaison dans d'autres domaines englacés des hautes et moyennes latitudes (Tabl. 8.3). Par ailleurs, compte tenu de l'étendue de la zone cartographiée et du nombre d'individus recensés (1066 cirques de rang 1, 199 cirques de rang 2 et 36 cirques de rang 3), nous avons privilégié les mesures susceptibles d'être automatisées sur SIG (mesures de distances, de superficies, de périmètres). Plusieurs paramètres ont été renseignés manuellement (rang, altitude du plancher, altitude maximale sur l'axe des longueurs, massif d'appartenance, orientation, lithologie, type de crête) mais nous avons évité les indices trop complexes, c'est-à-dire ceux qui nécessitent de relever manuellement, sur chaque cirque, plusieurs mesures d'angles (cas du *plan closure* et du *profil closure*), voire de tracer manuellement le profil topographique en long (cas de l'indice *k*). Cette section présente les deux grands types de paramètres qui constituent la base de données et les traitements statistiques qui ont été appliqués.

2.1- Des paramètres descriptifs

Ce sont les paramètres morphométriques *stricto sensu* c'est-à-dire les paramètres qui traduisent de manière quantitative la taille et la forme des cirques glaciaires.

2.1.1- Les paramètres de taille

La longueur et la largeur sont définies conformément à I.S. Evans & N.J. Cox (1995) tels que :

- la longueur correspond à la distance de l'axe qui sépare l'arc de cirque en deux zones de superficies égales. Cet axe a été tracé manuellement sur une table Mapinfo indépendante afin d'automatiser la mesure de la distance de cet axe (Fig. 8.4).

- la largeur correspond à la distance de l'axe perpendiculaire à l'axe des longueurs. Comme pour la longueur, cet axe a été tracé manuellement, sur une table Mapinfo indépendante afin d'automatiser la mesure de la distance de cet axe (Fig. 8.4).

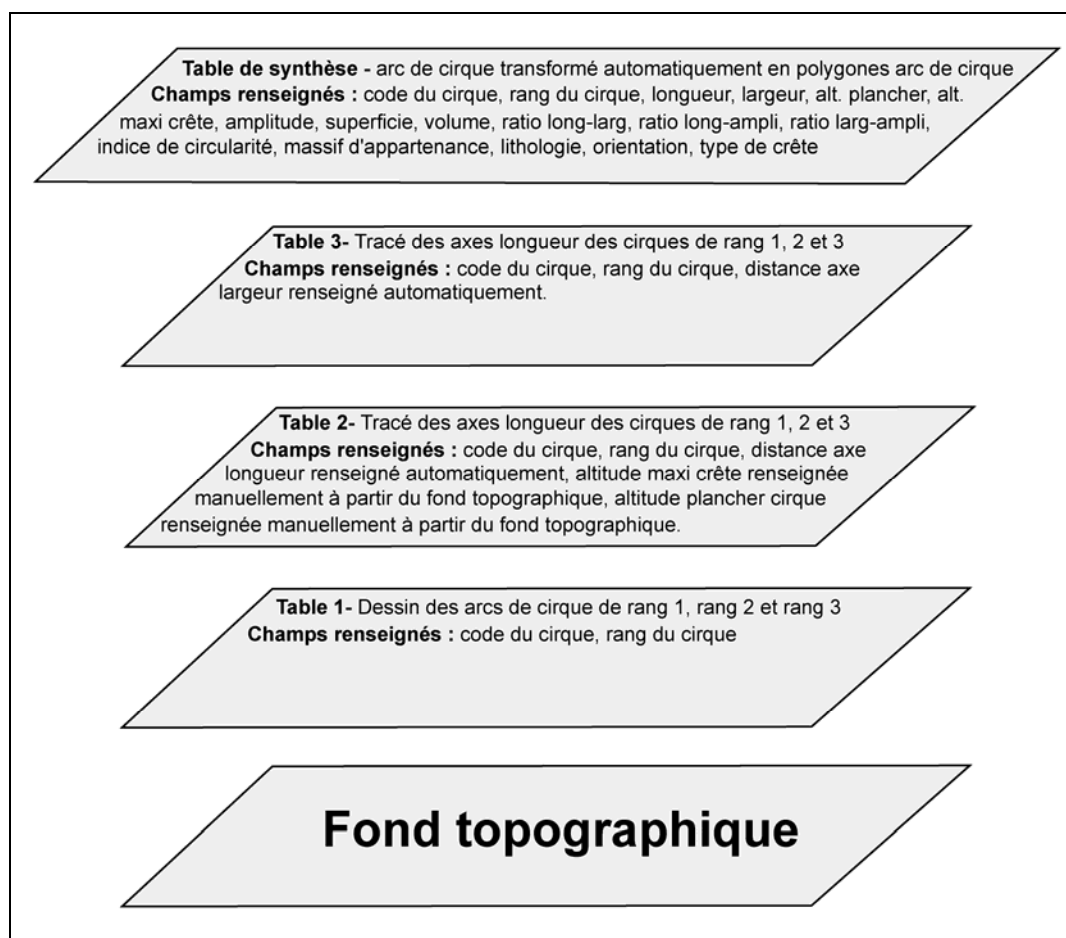
Les autres paramètres de taille appliqués ici n'apparaissent pas dans la synthèse de I.S. Evans & N.J. Cox (1995) mais ils ont été largement utilisés dans des travaux récents de morphométrie des cirques glaciaires (Tabl. 8.3). Il s'agit de la superficie, l'amplitude et le volume du cirque.

-La superficie a été mesurée automatiquement sous Mapinfo sur la base des polygones arc de cirque¹ (Fig. 8.4).

- L'amplitude correspond à la différence entre le point le plus bas sur le plancher de cirque et le point d'intersection entre l'axe des longueurs et l'arc de cirque.

- Le volume est calculé tel que **Volume = (Longueur × largeur × Superficie) / 2**, conformément à Brook et al. (2006).

Fig. 8.4 : Procédure de mise en place de la base de données



¹ Le tracé « arc de cirque » correspond à une ligne ouverte (Fig. 8.2 et 8.3). Une fonction Mapinfo a permis de fermer cette ligne « arc de cirque » et ainsi obtenir les polygones « arc de cirque » à partir desquels les mesures de superficies ont été réalisées automatiquement par le SIG (Fig.8.4).

2.1.2- Les paramètres de forme

Le ratio longueur/largeur et l'indice de circularité (ratio entre le périmètre du cirque et la circonférence d'un cercle ayant la même superficie que le cirque en question) renseignent la forme en plan du cirque glaciaire. Plus les valeurs de ces deux indices sont proches de 1, plus les cirques glaciaires ont une forme circulaire.

- Le ratio longueur/largeur a été calculé à partir des paramètres longueur et largeur signalés *supra*.
- Le périmètre des cirques pris en compte pour le calcul de l'indice de circularité correspond au périmètre du polygone arc de cirque.
- Pour calculer le périmètre du cercle ayant la même superficie que le polygone arc de cirque, connaissant l'aire du cercle (elle correspond à la superficie du polygone arc de cirque), on peut calculer le rayon (**R**) de ce cercle et ensuite son périmètre (**P**).

$$\text{Aire} = \Pi \times R^2 \text{ puis } R^2 = \text{Aire} / \Pi \text{ et } R = \sqrt{\text{Aire} / \Pi}$$

$$P = \Pi \times 2R$$

Les ratios longueur/amplitude et largeur/amplitude renseignent, quant à eux, la forme des profils en long et en travers des cirques glaciaires. Dans ces deux cas, des valeurs faibles signalent des cirques fortement surcreusés tandis que des valeurs fortes renseignent des cirques faiblement surcreusés (type cirque en van).

2.2- Des paramètres explicatifs

Les paramètres susceptibles d'expliquer la variabilité spatiale du calibre et du modelé des cirques glaciaires sont bien connus (cadre morpho-structural, contexte morpho-climatique, durée et histoire des phases d'englacement) mais tous ne sont pas réductibles à des modalités reportables sur une base de données.

2.2.1- Renseigner le cadre structural

En ce qui concerne le cadre structural, seule la lithologie a été prise en compte car la fracturation, le sens de la foliation ou de la schistosité par rapport à la pente ne pouvaient être renseigné que sur la base de relevés de terrain, ce que nous n'avons pas envisagé compte tenu de l'étendue du domaine à cartographier.

La lithologie a été renseignée à partir des cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM (Foix, Vicdessos, Fontargente et Mont-Louis, Bilotte et al., 1988 ; Casteras et al, 1970 ; Besson, 1991 ; Autran et al., sous presse) et, pour le secteur d'Ax-les-Thermes, la carte au 1/80 000 de Foix (Casteras, 1969) car la carte géologique au 1/50 000 d'Ax-les-Thermes n'a pas encore été publiée. Les six modalités retenues tentent de traduire au mieux la variabilité de la résistance des roches.

GR : Cirques exclusivement taillés dans des granites. Les granites en question appartiennent aux batholites de Mont-Louis-Andorre, de Bassiès et de Quérigut. Il

s'agit de granites allant de termes relativement acides à des granodiorites. Notons que des faciès analogues aux granites acides d'Ax-les-Thermes pointent localement dans les gneiss de l'Hospitalet, au nord du massif du Carlit (pic Pédrous, secteurs de Naguille et d'En Beys) et que des granites d'anatexie affleurent dans le massif des Trois Seigneurs. Tous ces granitoïdes se caractérisent par un diaclasage orthogonal très lâche, métrique à décamétrique, et correspondent *a priori* aux roches les plus résistantes à l'érosion mécanique dans le domaine d'étude.

GN : Cirques exclusivement taillés dans des gneiss. Il s'agit des gneiss de l'Aston et de l'Hospitalet. Bien que la foliation soit assez fruste et qu'il existe des bancs massifs d'épaisseur plurimétrique, ces roches produisent souvent un débit en dalles épaisses de un à quelques décimètres, ce qui les rend relativement sensibles aux processus d'érosion mécanique.

MIG : Cirques exclusivement taillés dans des migmatites. Les séquences migmatitiques correspondent à des ensembles extrêmement hétérogènes où il est très difficile de dégager un comportement moyen face à l'érosion. Les embréchites du massif de Tabe et de l'Arize ainsi que celles situées au sud du noyau gneissique de l'Aston, très micacées et souvent assez sombres, sont très régulièrement foliées, voire finement litées, et se débitent en dalle plus facilement que les gneiss. Des faciès plus cohérents et plus granitiques occupent la moitié orientale du massif des Trois Seigneurs et la vallée d'Orlu.

SCH : Cirques exclusivement taillés dans des schistes. Ce sont soit des schistes très métamorphiques ou de véritables micaschistes (séries du Paléozoïque inférieur), des cornéennes au contact des batholithes granitiques, soit des schistes peu métamorphiques, épizonaux à anchizonaux (séries du Paléozoïque moyen et supérieur : Caradoc et Silurien, localement Carbonifère). Dans tous les cas, ces roches sont sensiblement plus friables que les autres en raison d'une schistosité serrée qui permet un débitage en plaquettes généralement infra décimétriques et souvent centimétriques. Néanmoins, toutes les séquences schisteuses renferment une trame résistante plus ou moins dense, de bancs métriques à décamétriques de grès quartzites, de poudingues quartzeux et de marbres, susceptibles d'armer vigoureusement les parois. Ces bancs étant représentés sur les feuilles au 1/50 000 de Foix, Vicdessos et de Mont-Louis, il a été possible parfois de renseigner les cirques concernés par la modalité roche mixte (MIX cf. ci-dessous).

CALC : Cirques exclusivement taillés dans des calcaires ou des marbres. Les calcaires, plus ou moins dolomités, appartiennent soit à la couverture mésozoïque et sont en général métamorphisés en marbres massifs (Mont Ceint, Scaramus ; ce n'est que dans le massif de la Frau, au nord de Tabe que les calcaires mésozoïques ne sont pas métamorphisés), soit à la séquence dévonienne (nord de Tabe et massif de Pailhères) où ils sont souvent associés à des calcschistes. Les calcaires mésozoïques et certains faciès dévoniens sont en général massifs, très peu fracturés et la stratification peu apparente. On peut présumer une assez forte résistance mécanique, au moins comparable à celle des gneiss et des migmatites, mais une forte solubilité vis-à-vis des eaux de fonte sous glaciaires, au moins dans les faciès les plus purs.

MIX : Cela concerne des cirques à cheval sur plusieurs types de roches. Ils renferment la plupart du temps des roches massives susceptibles d'armer des parois raides (bancs

de quartzites dans schistes métamorphiques, granites/cornéennes, granites/gneiss, gneiss/migmatites, gneiss/schistes métamorphiques...)

2.2.2- Renseigner la topographie préglaciaire

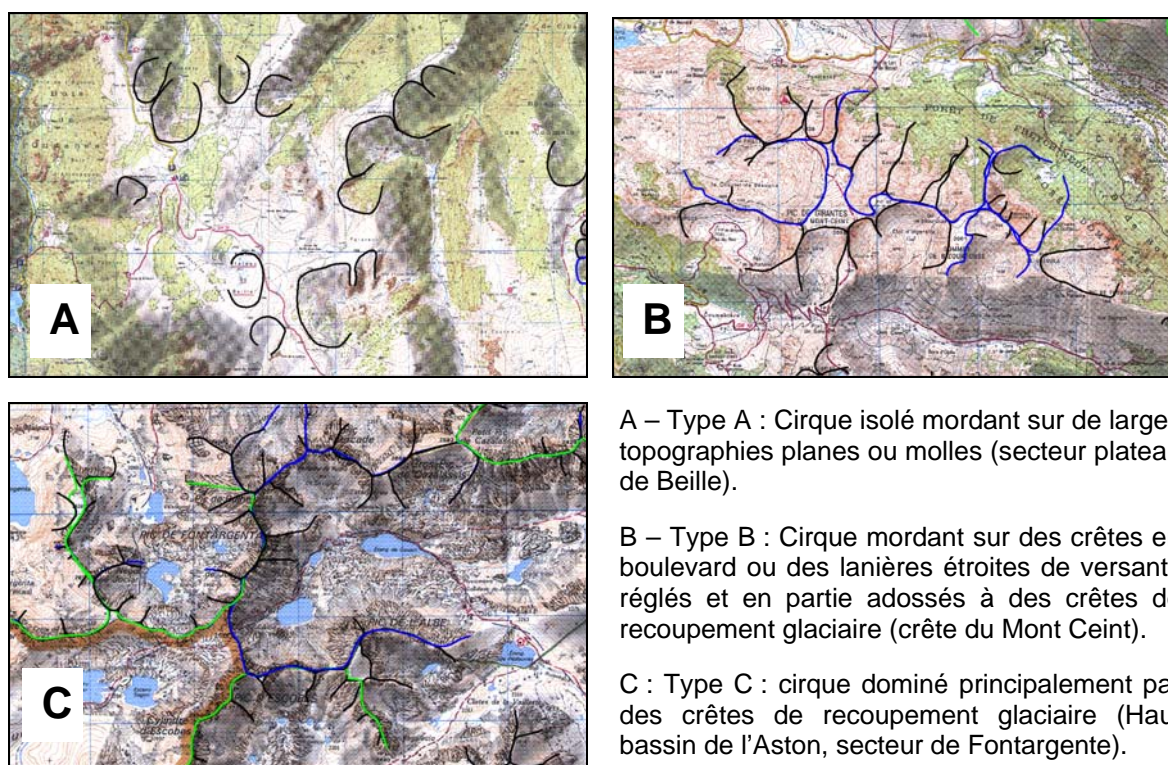
La topographie préglaciaire est approchée par le biais du critère « type de ligne de crête ». Trois modalités sont individualisées (Fig. 8.5) :

Type A : Cirques isolés mordant sur de larges topographies planes ou molles. Cela concerne des surfaces d'aplanissement néogènes plus ou moins dégradées mais aussi de larges panneaux de versants régularisés par les processus d'érosion périglaciaires.

Type B : Cirques mordant sur des lanières étroites de paléotopographies pré-quaternaires (crêtes en boulevard) ou sur des panneaux étroits de versants réglés et en partie adossés à des crêtes de recoupement glaciaire

Type C : Cirques dominés principalement par des crêtes de recoupement glaciaire

Fig. 8.5 : Les trois modalités du paramètre type de ligne de crête



Copyright IGN

A – Type A : Cirque isolé mordant sur de larges topographies planes ou molles (secteur plateau de Beille).

B – Type B : Cirque mordant sur des crêtes en boulevard ou des lanières étroites de versants réglés et en partie adossés à des crêtes de recoupement glaciaire (crête du Mont Ceint).

C : Type C : cirque dominé principalement par des crêtes de recoupement glaciaire (Haut bassin de l'Aston, secteur de Fontargente).

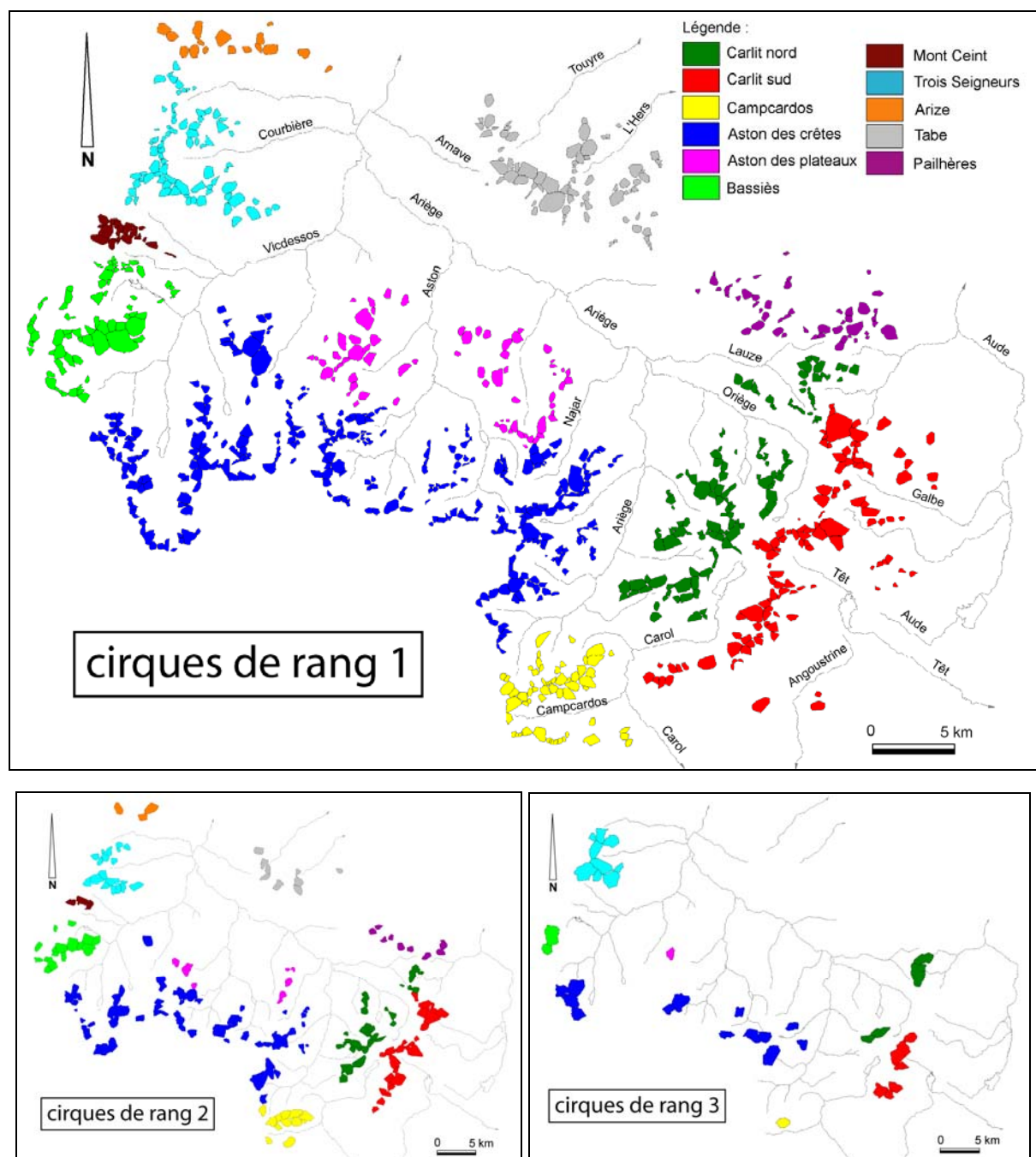
Mais ce critère renseigne la nature de la topographie située aux marges du cirque glaciaire. Lorsqu'il s'agit de renseigner la topographie préglaciaire sur l'emplacement actuel du cirque, on ne peut que mettre en avant des critères très indirects qui ne sont pas systématisables dans le cadre d'une base de données mais qui peuvent être ponctuellement exploités. Par exemple, (i) on peut regarder si les plateaux de cirque se situent dans la continuité topographique de *plais* situés en position sub-culminante et plus ou moins remodelés en paysages type *areal scouring* par les flux de glace qui les ont parcourus (Fig. 2.12 et section 3.2 du chapitre 2) ; (ii) on peut aussi tenter d'approcher la topographie

préglaaciaire à travers la lithologie (cas des planchers de cirques évasés dans les granites assimilables à d'anciens planchers d'alvéoles).

2.2.3- L'apport des paramètres de position

Outre la lithologie et la nature des crêtes qui dominent les cirques, plusieurs paramètres de position sont renseignés dans ce travail et permettent d'approcher à la fois la variabilité paléoclimatique et la durée des phases d'englacement, en tant que facteurs susceptibles d'influencer les modalités de façonnement des cirques glaciaires.

Fig. 8.6 : Carte de localisation des cirques glaciaires est-pyrénéens (rang 1, rang 2 et rang 3)



* Approcher le contexte paléoclimatique

Le fort contraste des paléoenglacements qui caractérise l'est des Pyrénées, avec sur la façade océanique de grands glaciers de vallée et sur la façade méditerranéenne des paléoenglacements de dimension plus réduite, petits glaciers de vallée ou simples glaciers de cirque, s'explique par les forts contrastes paléoclimatiques sensibles, à l'image des contrastes climatiques actuels, aussi bien en termes de pluviométrie et de nivrosité que de température, d'ensoleillement et d'ablation (section 2.1 et 2.2 du chapitre 2).

Compte tenu de cela, la position géographique d'un cirque, **appartenance à tel ou tel massif** plutôt que position en latitude et longitude et **orientation**, permet d'approcher les ambiances paléoclimatiques dans lesquelles les cirques glaciaires se sont façonnés au cours du Quaternaire froid. La figure 8.6 montre selon quels découpages les différents massifs du domaine d'étude ont été individualisés. L'orientation est quant à elle renseignée, conformément à I.S. Evans & N.J. Cox (1995), non pas sur la base de l'azimut défini par l'axe des longueurs mais sur la base de l'azimut donné par un axe perpendiculaire à la zone la plus raide de la muraille de fond de cirque.

* Approcher la durée des phases d'englacement quaternaires

La durée des phases d'englacement survenues durant le Quaternaire supérieur peut, quant à elle, être approchée par le biais de l'altitude. Cependant, compte tenu de la sensible élévation d'ouest en est de la ligne d'équilibre glaciaire qui caractérise l'est des Pyrénées, l'utilisation de l'altitude comme marqueur indirect de la durée des phases d'englacement quaternaire ne peut se concevoir que dans le cadre de bandes longitudinales relativement serrées et au sein desquelles la ligne d'équilibre glaciaire se tient dans une tranche altitudinale relativement étroite (Tabl. 2.1 et section 2.1 du chapitre 2). Prenons par exemple les cirques localisés dans le tiers occidental du domaine d'étude (Arize, Trois Seigneurs, Mont Ceint et Bassiès) ; il est évident que ceux situés en-dessous de 1600 m d'altitude ont été moins durablement englacés que ceux situés au-dessus de 1600 m d'altitude car, au cours des différents cycles glaciaires quaternaires, les premiers ont été englacés plus tard et déglacés plus tôt que les seconds.

2.3- Les traitements statistiques

A partir de cette base de données, il s'agit :

- (i) de caractériser la population des cirques glaciaires est-pyrénéen,
- (ii) de voir dans quelle mesure les trois principaux paramètres de taille que sont la longueur, la largeur et l'amplitude varient en fonction de la lithologie, de l'appartenance à tel ou tel massif, de l'orientation, de l'altitude des planchers de cirque (dans le cadre d'une bande longitudinale donnée), des types de crête ; bref, en fonction des paramètres susceptibles de conditionner le calibre cirques glaciaires,
- (iii) d'identifier, *via* la recherche de relations d'allométrie ou d'isométrie entre paramètres morphométriques, selon quelles modalités se sont développés les cirques glaciaires est-pyrénéens.

Pour cela, trois types de traitements statistiques sont proposées : des analyses descriptives univariées, des analyses descriptives bivariées à l'aide du test d'indépendance χ^2

et des recherches de relations d'allométrie entre paramètres morphométriques. Tous ont été réalisés sous XL-STAT (version 2009.3.002) et concernent des populations de cirques de rang homogènes. Les analyses bivariées portent uniquement sur les cirques de rang 1, conformément à I.S. Evans & N.J. Cox (1974) qui préconisent de travailler en priorité sur la base des cirques élémentaires. Les analyses univariées et recherches de relations d'allométrie sont réalisées sur la base des trois séries de populations (cirques de rang 1, cirques de rang 2 et de rang 3), à titre de comparaison.

2.3.1- Les analyses descriptives univariées

L'analyse univariée des paramètres de position (massif d'appartenance, altitude des planchers de cirque, orientation), de la lithologie des cirques et des types de crête permet de caractériser le cadre géographique dans lequel se trouvent les trois populations de cirques (rang 1, rang 2 et rang 3) sur lesquelles nous travaillons. D'autre part, l'analyse univariée des paramètres morphométrique (longueur, largeur, amplitude, ration longueur-largeur, ratio longueur-amplitude, ratio largeur-amplitude et circularité) permet de voir dans quelle mesure les cirques glaciaires est-pyrénéens se caractérisent par une forme et un calibre type. Des éléments de comparaison choisis dans d'autres montagnes des hautes et moyennes latitudes permettent enfin de vérifier dans quelle mesure le fameux cirque en van pyrénéen, opposé dans les manuels au cirque en fauteuil alpin, correspond à une réalité.

Pour cela, nous utilisons les indicateurs statistiques suivants : la valeur minimale (mini), la valeur maximale (maxi), le premier quartile (Q1), la médiane (Me), le troisième quartile (Q3), la moyenne (Mo) et l'écart-type n (ET_n) pour l'analyse univariée des paramètres quantitatifs. La fréquence (en %) et l'effectif (n) des différentes modalités pour les paramètres qualitatifs.

2.3.2- Test de dépendance et de significativité

Les analyses bivariées permettent, quant à elles, d'identifier une éventuelle variabilité de la taille (longueur, largeur et amplitude) des cirques glaciaires est-pyrénéens en fonction de leur lithologie, des types de crêtes auxquelles ils sont adossés et/ou de leur position géographique (appartenance à tel ou tel massif, orientation, altitude des planchers de cirque). Compte tenu du fait que l'effectif des différentes modalités mises en relation dans ce travail est extrêmement variable (cf. section 3.1), nous utilisons (i) le test d'indépendance χ^2 pour évaluer la fiabilité statistique des relations entre paramètres de taille et paramètres explicatifs et (ii) le test exact de Fisher (significativité par case) pour affiner l'analyse statistique et raisonner non pas à l'échelle des variables mais à celle des croisement entre modalités.

* *Le test d'indépendance du χ^2*

Le χ^2 permet de valider ou au contraire invalider sur le plan statistique une hypothèse de départ formulée en général en sens inverse du résultat *a priori* attendu, d'où le nom d'hypothèse nulle (H_0). Les hypothèses nulles formulées dans le cadre de ce travail sont les suivantes :

H₀ (longueur-lithologie) : Il n'y a pas de différence significative de la longueur des cirques élémentaires quel que soit leur lithologie.

H_0 (*largeur-lithologie*) : Il n'y a pas de différence significative de la largeur des cirques élémentaires quelque soit leur lithologie.

H_0 (*amplitude-lithologie*) : Il n'y a pas de différence significative de l'amplitude des cirques élémentaires quelque soit leur lithologie.

H_0 (*longueur-massif*) : Il n'y a pas de différence significative de la longueur des cirques élémentaires quelque soit leur massif d'appartenance.

H_0 (*largeur-massif*) : Il n'y a pas de différence significative de la largeur des cirques élémentaires quelque soit leur massif d'appartenance.

H_0 (*amplitude-massif*) : Il n'y a pas de différence significative de l'amplitude des cirques élémentaires quelque soit leur massif d'appartenance.

H_0 (*longueur-orientation*) : Il n'y a pas de différence significative de la longueur des cirques élémentaires quelque soit leur orientation.

H_0 (*largeur-orientation*) : Il n'y a pas de différence significative de la largeur des cirques élémentaires quelque soit leur orientation.

H_0 (*amplitude-orientation*) : Il n'y a pas de différence significative de l'amplitude des cirques élémentaires quelque soit leur orientation.

H_0 (*longueur-type de crête*) : Il n'y a pas de différence significative de la longueur des cirques élémentaires quelque soit le type de crête à laquelle ils sont adossés.

H_0 (*largeur-type de crête*) : Il n'y a pas de différence significative de la largeur des cirques élémentaires quelque soit le type de crête à laquelle ils sont adossés.

H_0 (*amplitude-type de crête*) : Il n'y a pas de différence significative de l'amplitude des cirques élémentaires quelque soit le type de crête à laquelle ils sont adossés.

Les trois hypothèses suivantes concernent uniquement la population des cirques glaciaires situés sur les massifs les plus occidentaux du domaine d'étude (Arize, Trois Seigneurs, Mont Ceint et Bassiès).

H_0 (*longueur-altitude des planchers*) : Il n'y a pas de différence significative de la longueur des cirques élémentaires occidentaux quelque soit l'altitude de leur plancher.

H_0 (*largeur-altitude des planchers*) : Il n'y a pas de différence significative de la largeur des cirques élémentaires occidentaux quelque soit l'altitude de leur plancher.

H_0 (*amplitude-altitude des planchers*) : Il n'y a pas de différence significative de l'amplitude des cirques élémentaires occidentaux quelque soit l'altitude de leur plancher.

La validation ou, au contraire, invalidation des ces hypothèses nulles passe par une comparaison du χ^2 observé et du χ^2 critique (ou « seuil de rejet ») :

Si le χ^2 **observé** est inférieur ou égal au χ^2 **critique**, les hypothèses H_0 peuvent être retenues. Cela signifie que la distribution des effectifs théoriques et des effectifs observés ne sont pas significativement différentes et que les relations entre paramètres (longueur et lithologie, largeur et lithologie, etc...) sont statistiquement indépendantes ou aléatoires.

Si le χ^2 **observé** est supérieur au χ^2 **critique**, les hypothèses H_0 peuvent être rejetées. Cela signifie qu'il existe une relation statistique entre les variables longueur, largeur, amplitude d'une part et les variables lithologie, massifs d'appartenance, orientation, type de crête et altitude des planches des cirques occidentaux d'autre part (dépendance statistique).

La **P-value** donne la probabilité pour que l'hypothèse H_0 soit vraie pour un **risque d'erreur (α)** fixé par l'utilisateur. Le seuil de signification choisi pour le test des quinze hypothèses formulées *supra* est de 5%.

Le χ^2 **par case** permet quant à lui de voir si toutes les modalités ont le même poids dans le test de dépendance. Elles ont le même poids si les χ^2 **par case** associés une même modalité sont proches les uns des autres. Elles n'ont pas le même poids¹ si les χ^2 **par case** associés une même modalité sont très différents les uns des autres.

* *La significativité par case*

Une fonction du logiciel XL-STAT (significativité par case) permet d'affiner l'analyse et de raisonner non pas à l'échelle des relations entre variables (comme *supra*) mais à l'échelle des relations entre modalités. La significativité par case donnée par le logiciel XL-STAT repose sur le test exact de Fischer. Elle détermine les croisements entre modalités caractérisés par des **effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques** (cases surlignées en jaunes dans les tableaux de l'annexe D).

Notons que deux paramètres peuvent apparaître comme statistiquement indépendants (χ^2 **observé** est inférieur ou égal au χ^2 **critique**) et néanmoins présenter, à l'échelle des modalités, des croisements qui s'avèrent dépendants (effectifs observés au croisement de deux modalités significativement différents des effectifs théoriques au croisement de ces deux mêmes modalités). Cela correspond en général aux modalités caractérisées par des χ^2 **par case** très différents les uns des autres.

2.3.3- Allométrie ou isométrie des cirques glaciaires

La recherche de relation d'allométrie ou d'isométrie permet d'analyser les variations relatives entre deux paramètres d'un système. Le concept est issu de la biologie mais il a fait l'objet d'applications multiples en géomorphologie (Bull, 1975) et a été perçu par certains auteurs comme un moyen de trancher un vieux débat concernant les modalités de façonnement des cirques ; ces derniers se développent-ils plus rapidement par recul de paroi, *via* l'action du gel sur la rimaye, que par baissement des planchers, *via* les processus sous-glaciaires (Olyphant, 1981 ; Evans, 2006 ; Evans, 2008).

¹ Cela signifie que certaines modalités aux croisements des variable X et Y ont une fréquence anormalement élevées par rapport aux autres modalités. Pour connaître l'effectif exact des différentes modalités, se référer aux analyses univariées paramètres par paramètres (section 3.1 de ce chapitre).

Compte tenu des contrastes entre vitesse de recul de paroi en contexte paraglaciale et vitesse de dénudation sous-glaciaire würmienne observés sur la marge sud-est du massif du Carlit (Tabl. 7.5 et section 4.3.2 du chapitre 7), il nous a semblé opportun de reposer la question des modalités de façonnement des cirques glaciaires. Cependant, la question est ici posée dans des termes un peu différents de ceux formulés par nos prédécesseurs car il n'est pas certain, si en effet les cirques se développent plus rapidement par recul de paroi que par abaissement des planchers, que cela s'explique uniquement par l'action des processus périglaciaires sur la rimaye. L'évidence de la très grande efficacité morphogénique des crises paraglaciaires en phase de déglaciation ouvre des perspectives nouvelles en termes de compréhension et d'interprétation du modelé des cirques glaciaires que nous proposons d'explorer.

Cela suppose dans un premier temps de regarder, *via* la recherche de relations d'allométrie ou d'isométrie entre paramètres morphométriques, selon quelles modalités se développent les cirques glaciaires est-pyrénéens ; l'hypothèse ergodique¹ permettant de considérer l'échantillonnage spatial des cirques glaciaires comme l'équivalent d'un échantillonnage temporel. Ce travail sera réalisé successivement sur la population des cirques de rang 1, de rang 2 et de rang 3. La démarche quantitative empruntée ici reprend celle retenue par I.S. Evans (2006) sur la base des propositions de G.A. Olyphant (1981). Elle consiste à calculer les relations d'allométrie suivantes (cf. section 3.2.2 du chapitre 1 pour plus de détails sur la méthode de calcul):

(i) Entre longueur (Lo) et la racine cubique du volume (V) : $Lo = a^1 V^{b^1}$

(ii) Entre largeur (La) et la racine cubique du volume (V) : $La = a^2 V^{b^2}$

(iii) Entre l'amplitude (A) et la racine cubique du volume (V) : $A = a^3 V^{b^3}$

- Si $b^1 = b^2 = b^3 = 1$, cela signifie que les cirques glaciaires ont un développement isométrique (longueur, largeur et amplitude se développent au même rythme).

- Si $b^1 \neq b^2 \neq b^3 \neq 1$, cela signifie que les cirques glaciaires ont un développement allométrique (longueur, largeur et amplitude ne se développent pas au même rythme). Par exemple, si les cirques s'allongent plus vite qu'ils s'élargissent et se creusent, on a $b^1 > b^2 > b^3$. Si les reculs de paroi de cirques est uniforme et plus rapide que l'abaissement des plancher, on a $b^1 = b^2 > b^3$.

¹ L'hypothèse ergodique postule que l'on obtient théoriquement les mêmes résultats en moyennant les états d'un ensemble statistique de N entités échantillonné à un même instant et en moyennant les états d'une seule entité échantillonnée au cours de son évolution temporelle.

3- Résultats de l'analyse morphométrique

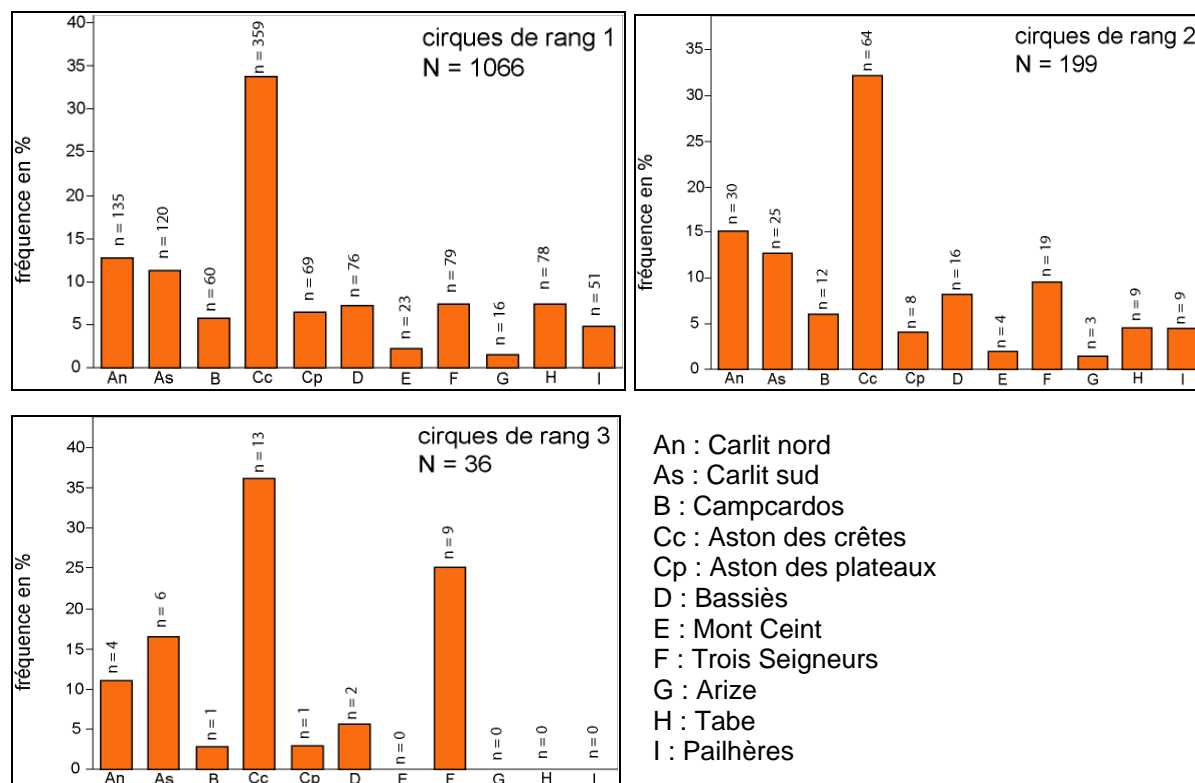
3.1- Caractéristiques morphométriques des cirques glaciaires est-pyrénéens

3.1.1- Le cadre géographique des cirques glaciaires est-pyrénéens

* La répartition spatiale

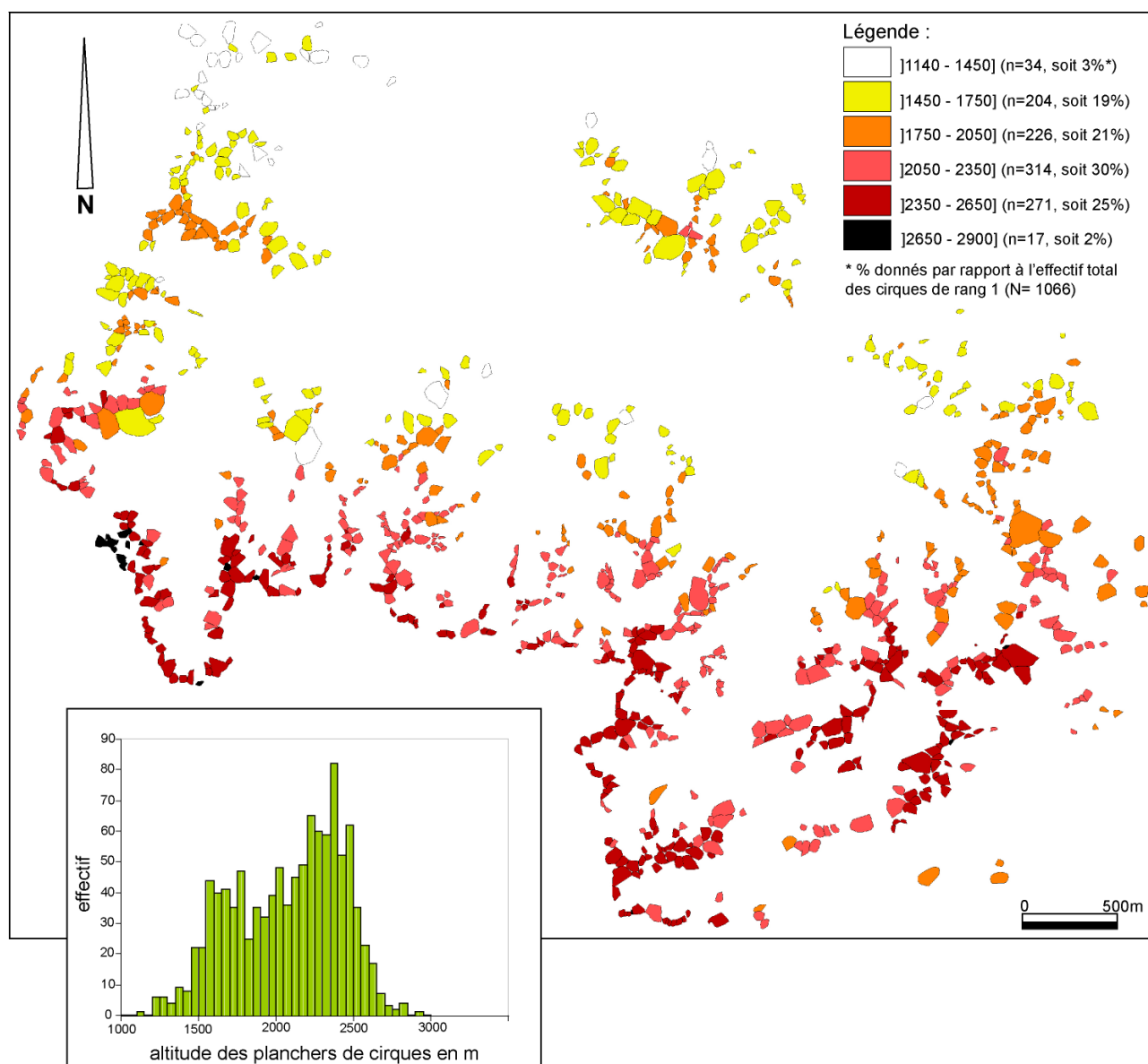
L'essentiel de la population des cirques glaciaires est localisée sur la haute chaîne axiale, principalement entre 1750 et 2650 m d'altitude¹ (Fig. 8.8). Les massifs du Carlit, de l'Aston et de Bassiès concentrent d'ailleurs 77% de la population des cirques de rang 1, 78% de la population des cirques de rang 2 et 75 % de la population des cirques de rang 3 (Fig. 8.7). Au sein de ces unités topographiques, ce n'est que sur la marge nord des plateaux de l'Aston que l'on rencontre des cirques dont le plancher se tient en dessous de 1750 m d'altitude. En revanche, sur les massifs de l'avant-pays ariégeois (Pailhères, Tabé, Arize, Trois Seigneurs et Mont Ceint), l'essentiel de la population se tient entre 1450 et 1750 m d'altitude¹ (Fig. 8.8). Quelques cirques seulement se tiennent en dehors de cette norme ; sur la haute chaîne axiale, au-delà de 2650 m d'altitude et jusqu'à 2900 m d'altitude, principalement autour du pic d'Estats (3143 m) et du Mont Calm (3077 m), et sur les massifs d'avant-pays, en-dessous de 1450 m d'altitude, principalement sur l'Arize où de nombreux cirques élémentaires isolés ont un plancher qui se tient entre 1200 et 1300 m d'altitude.

Fig. 8.7 : Fréquences et effectifs des cirques glaciaires est-pyrénéens classés par massifs d'appartenance



¹ Tranche altitudinale donnée sur la base de l'altitude du point le plus bas du plancher de cirque (section 2.1.1).

Fig. 8.8 : Altitude minimale les planchers de cirques glaciaires est-pyrénéens



Tabl. 8.4 : Statistique descriptive univariée du paramètre altitude des planchers de cirque classées par massifs d'appartenance

Altitude plancher cirques en m	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	1140	2900	1770	2130	2350	2069	347,4
Rang 2	199	1100	2750	1730	2090	2290	2021	350
Rang 3	36	1200	2410	1675	2115	2222	1947	352,6
Carlit nord	144	1430	2600	1975	2150	2117	2140	231,4
Carlit sud	111	1770	2680	2117	2285	2460	2271	223,8
Campcardos	60	1980	2650	2330	2440	2500	2389	159,2
Aston des crêtes	359	1340	2900	2150	2300	2420	2279	226,8
Aston plateaux	69	1250	2220	1610	1830	1960	1790	227,5
Bassiès	76	1530	2460	1750	2030	2235	2015	271
Mont Ceint	23	1440	1900	1550	1600	1750	1642	129,2
Trois Seigneurs	79	1230	2040	1505	1620	1795	1638	190,2
Arize	16	1140	1530	1226	1280	1435	1321	115,4
Tabe	78	1220	2130	1580	1665	1750	1685	164,5
Pailhères	51	1430	1910	1605	1690	1750	1680	107,2

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

*** Le cadre morpho-structural (topographie préglaciaire et lithologie)**

Bien que l'essentiel de la population des cirques glaciaires soit située sur la haute chaîne axiale, seulement 27 % de l'effectif des cirques de rang 1 est dominé par des crêtes de recoupement glaciaire (type C). Certes, la plupart d'entre eux sont localisés sur le faîte de la chaîne mais ils partagent l'espace avec des cirques dominés principalement par des crêtes en boulevard (type B). Cette dernière catégorie (39 % de l'effectif de rang 1) est aussi présente dans les massifs marginaux de l'avant-pays ariégeois et de la façade méditerranéenne où elle côtoie de près la population des cirques isolés mordant uniquement sur de larges topographies molles et planes (type A, 34 % de l'effectif de rang 1). A ce titre, la figure 8.9 précise et complète la cartographie des paléotopographies situées en position supraglaciaire présentée au chapitre 2. Elle montre en particulier très bien que de nombreux panneaux de versants régularisés par les processus périglaciaires ou lambeaux étroits de paléotopographies pré-quaternaires (crêtes en boulevard) subsistent au-dessus de la morsure des cirques, y compris sur la haute chaîne axiale, c'est-à-dire au cœur de la zone d'alimentation des paléoenglacements quaternaires. Notons enfin que la proportion sensiblement plus forte des cirques « type C » de rangs 2 (43 %) et de rang 3 (50 %) par rapport aux cirques « type C » de rang 1 (27 %, cf. Fig. 8.10) s'explique par un artéfact lié à la procédure d'échantillonnage. Le « type C » correspond aux cirques dominés principalement par des lignes de recoupement glaciaires ; or, sur des cirques composites de très grande taille, les lanières de *plas* passent plus facilement inaperçues que sur des cirques élémentaires de taille relativement réduite.

Fig. 8.9 : Carte des types de crêtes auxquelles sont adossés les cirques glaciaires est-pyrénéens

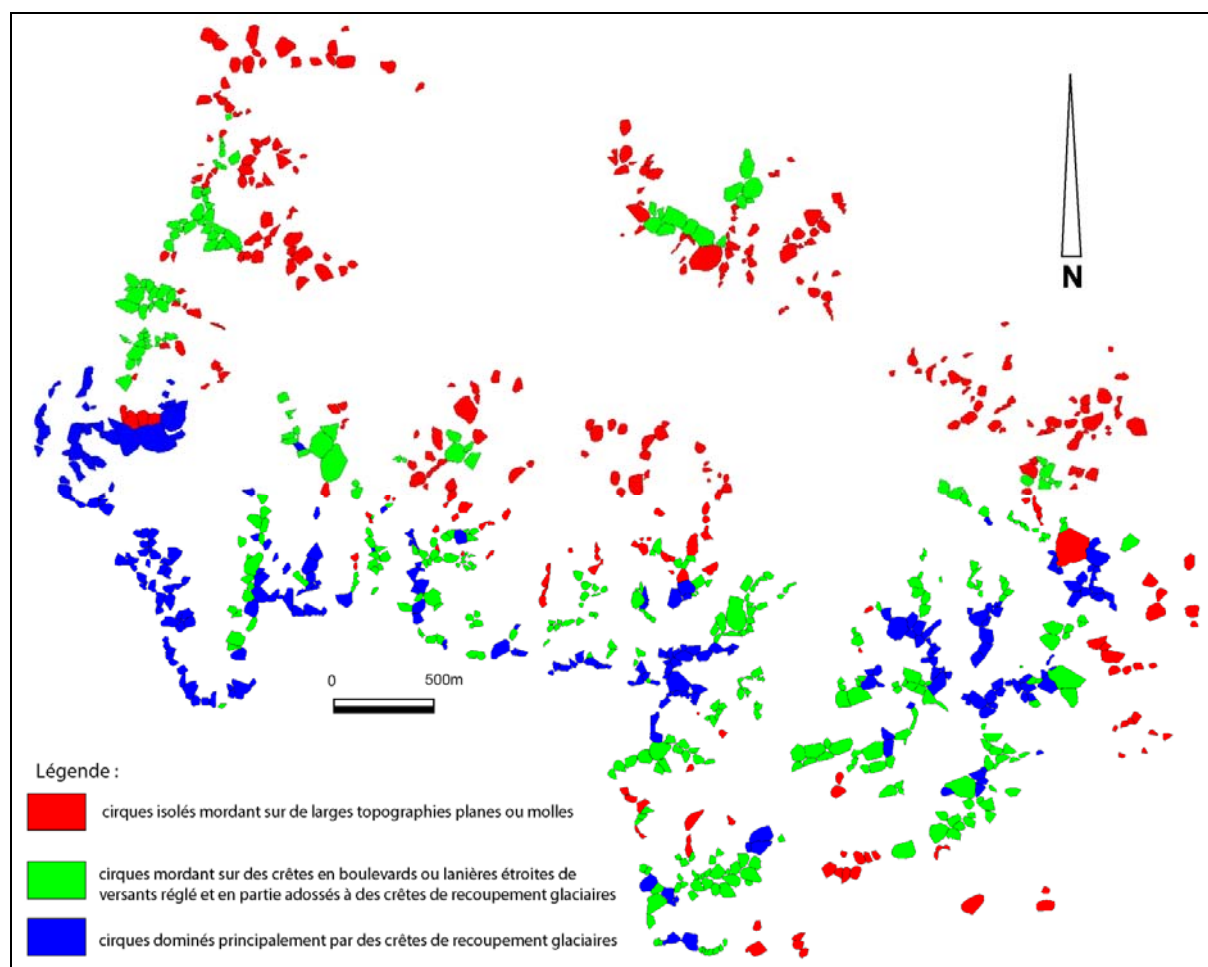
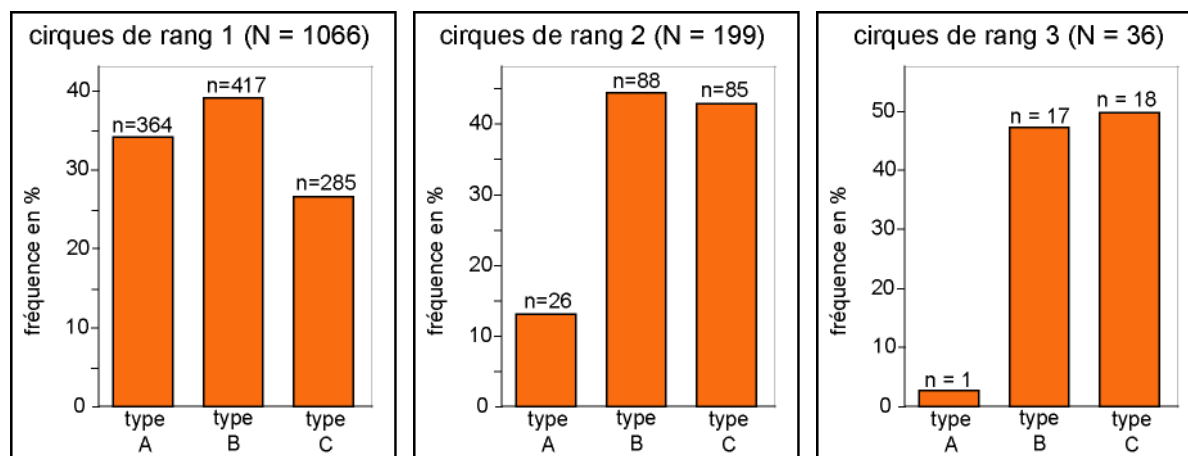


Fig. 8.10 : Fréquences et effectifs des cirques glaciaires est-pyrénéens classés par types de crêtes



La distribution des cirques en fonction de la lithologie est relativement homogène (Fig. 8.11). Les différentes modalités, à l'exception des calcaires qui sont sous-représentés dans l'espace étudié (4 % des cirques de rang 1), regroupent chacune 15 à 25 % de l'effectif total des cirques de rang 1. Bien évidemment, sur les cirques de rang 2 et de rang 3, les cirques de lithologie mixte sont proportionnellement plus nombreux, ce qui modifie aussi les rapports entre les autres modalités.

*** Les orientations préférentielles**

Les rosaces des trois populations de cirques (rang 1, rang 2, rang 3, Fig.8.12-A) montrent bien que, quelque soit le rang, les cirques sont préférentiellement orientés vers le quart est. Cela traduit l'importance des effets de suralimentation neigeuse sous le vent des flux humides venus du nord-ouest en matière de localisation des cirques glaciaires dans le domaine est pyrénéen et l'avantage thermique négatif des expositions est, moins favorables à l'ablation. Les rosaces des cirques de rang 1 classés par type de crête (Fig. 8.12-B) confirment cette impression. En effet, elles montrent que :

(i) les cirques mordant uniquement sur de larges topographies molles ou planes (type A) sont plus fréquemment exposés à l'est que les cirques adossés à des crêtes en boulevard (type B) ou à des topographies de recoupement glaciaire (types C). Les orientations du quart est concernent 58 % de l'effectif des cirques de rang 1 « type A » (26 % plein est, 16 % au sud-est et 16 % au nord-est) contre seulement 48 % de l'effectif des cirques de rang 1 « type B » (17 % plein est, 17 % au sud-est et 14 % au nord-est) et 47 % de l'effectif des cirques de rang 1 « type C » (23 % plein est, 15 % au sud-est et 9 % au nord-est).

(ii) En revanche, les cirques adossés à des topographies de recoupement glaciaire (types C) et à des lanières étroites de versants réglés ou crêtes en boulevard (type B) sont plus fréquemment exposés au nord, nord-ouest, ouest et sud-ouest que les cirques isolés mordant sur de larges topographies planes (type A). Les orientations du secteur nord à sud-ouest concernent 42 % de l'effectif des cirques de rang 1 « type B » et 44 % de l'effectif des cirques de rang 1 « type C » contre seulement 26 % de l'effectif des cirques de rang 1 « type A ».

Fig. 8.11 : Lithologie dominante des cirques glaciaires est-pyrénéens

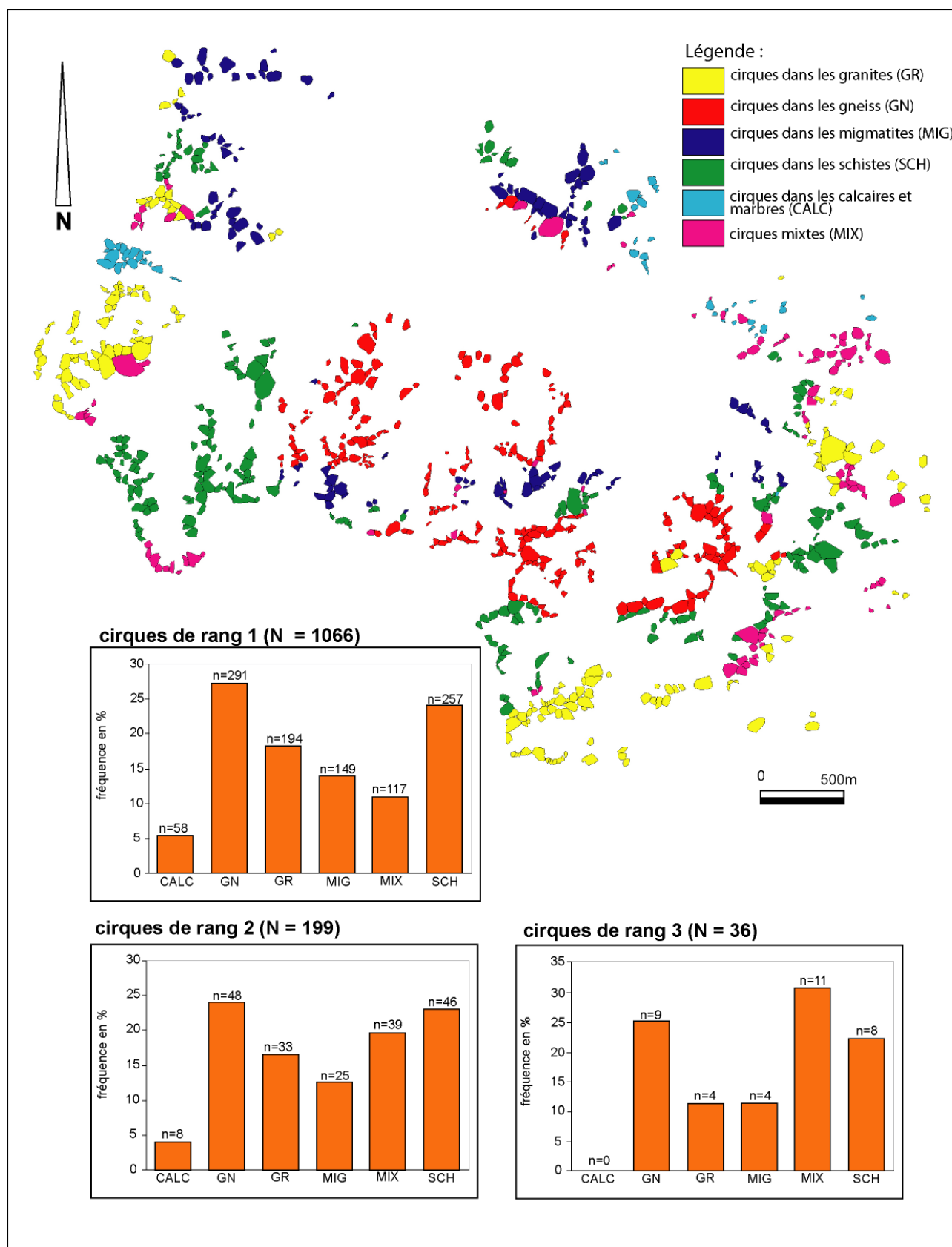
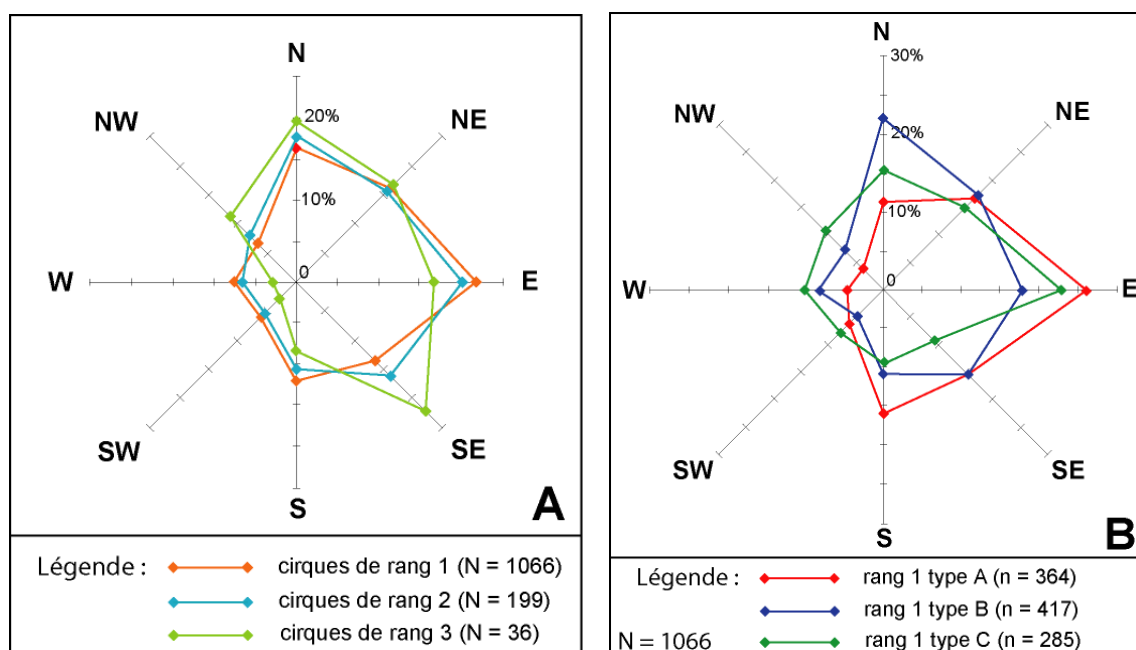


Fig. 8.12 : Rosaces des orientations préférentielles



3.1.2- Le calibre et la forme des cirques glaciaires est-pyrénéens

Les figures et tableaux présentés dans les pages suivantes synthétisent les données morphométriques obtenues sur les cirques élémentaires est-pyrénéens (Fig. 8.13 à 8.21 et Tabl. 8.6 à 8.14, cf. Annexe C pour consultation de l'ensemble de la base de données). Un survol des différents histogrammes montre que la taille et la forme des cirques de rang 1 est très fortement homogène. D'ailleurs, les valeurs de l'écart-type (n) sont systématiquement inférieures aux valeurs moyennes, sauf pour la superficie et surtout le volume mais cela tient à la présence, dans la population des cirques de rang 1, de quelques individus de taille extrême dont le poids dans la variation pèse plus fortement pour ces deux paramètres exprimés en m^2 et en m^3 que pour les paramètres exprimés en mètres (longueur, largeur et amplitude). Pour la population des cirques de rang 2 et de rang 3, par contre, l'ensemble des paramètres montrent des valeurs de l'écart-type (n) inférieures aux valeurs moyennes (Tabl. 8.6 à 8.14).

Sur ces bases, on peut considérer que la moyenne de la plupart des paramètres morphométriques (à l'exception donc de la superficie et du volume pour les cirques de rang 1) renseigne assez correctement le calibre et la forme type des cirques glaciaires est-pyrénéens. Dans cette section, on propose à la fois une analyse comparée de la taille et de la forme des trois rangs de cirques glaciaires identifiés dans l'est des Pyrénées et une comparaison des données morphométriques obtenues sur les cirques de rang 1 est-pyrénéens avec trois autres bases de données relevées dans des domaines montagnards à forte tonalité climatique et paléoclimatique méditerranéenne¹ : les montagnes du Pinde en Grèce (Hughes et al., 2007b), les Alpes maritimes franco-italiennes (Federici & Spagnolo, 2004) et les Pyrénées aragonaises (Garcia Ruiz et al., 2000).

** Des cirques élémentaires de taille relativement réduite*

Le tableau 8.5 montre que les cirques élémentaires est-pyrénéens sont en moyenne plus courts, plus étroits et surtout moins creux que ceux mesurés dans les Pyrénées

¹ Ces trois bases de données portent uniquement sur les cirques élémentaires.

aragonaises, les Alpes franco-italiennes et surtout dans les montagnes du Pinde. Le paramètre superficie confirme d'ailleurs cette tendance avec une valeur moyenne sensiblement plus réduite dans les Pyrénées orientales (moyenne à 0,2 km²) que sur les populations de cirques relevées dans les Alpes maritimes franco-italiennes (moyenne à 0,42 km²) et dans les Pyrénées aragonaises (moyenne à 0,34 km²). Cependant, les écarts entre ces quatre domaines ne sont pas très importants, quelques centaines de mètres au mieux, et force est de constater que la plupart des analyses morphométriques réalisées depuis les années 1970, souvent dans des domaines montagnards des moyennes latitudes, aboutissent presque toutes sur la même gamme de tailles avec des longueurs et des largeurs et des amplitudes pluri-hectométriques (Graf, 1976 ; Gordon, 1977 ; Brook, 2006 ; Evans, 1994 ; Evans & Cox, 1995). Seules les mesures de V. Haynes (1998) sur les cirques d'Antarctique donnent des ordres de grandeur sensiblement différents avec des cirques de longueur et de largeur pluri-kilométrique. Les cirques de rang 2 et de rang 3 du domaine est-pyrénéen (cf. Tabl. 8.6 à 8.14) sont en revanche sensiblement plus étendus que l'ensemble des cirques élémentaires reportés sur le tableau 8.5, ce qui suggère qu'il n'y a pas d'artéfact dans l'individualisation des cirques élémentaires de ce travail et que nos cirques de rang 2 ne sont pas ceux inclus dans le rang 1 ailleurs.

*** Des cirques de forme très circulaire quel que soit le rang**

Les deux paramètres de forme en plan que sont le ratio longueur-largeur et l'indice de circularité convergent pour signaler le caractère très circulaire des cirques glaciaires est-pyrénéen. Quel que soit le rang, toutes les valeurs sont proches de 1, soit des valeurs très comparables à celles obtenues dans les trois montagnes méditerranéennes prises à titre de comparaison (Tabl. 8.5).

*** Des cirques glaciaires relativement peu surcreusés**

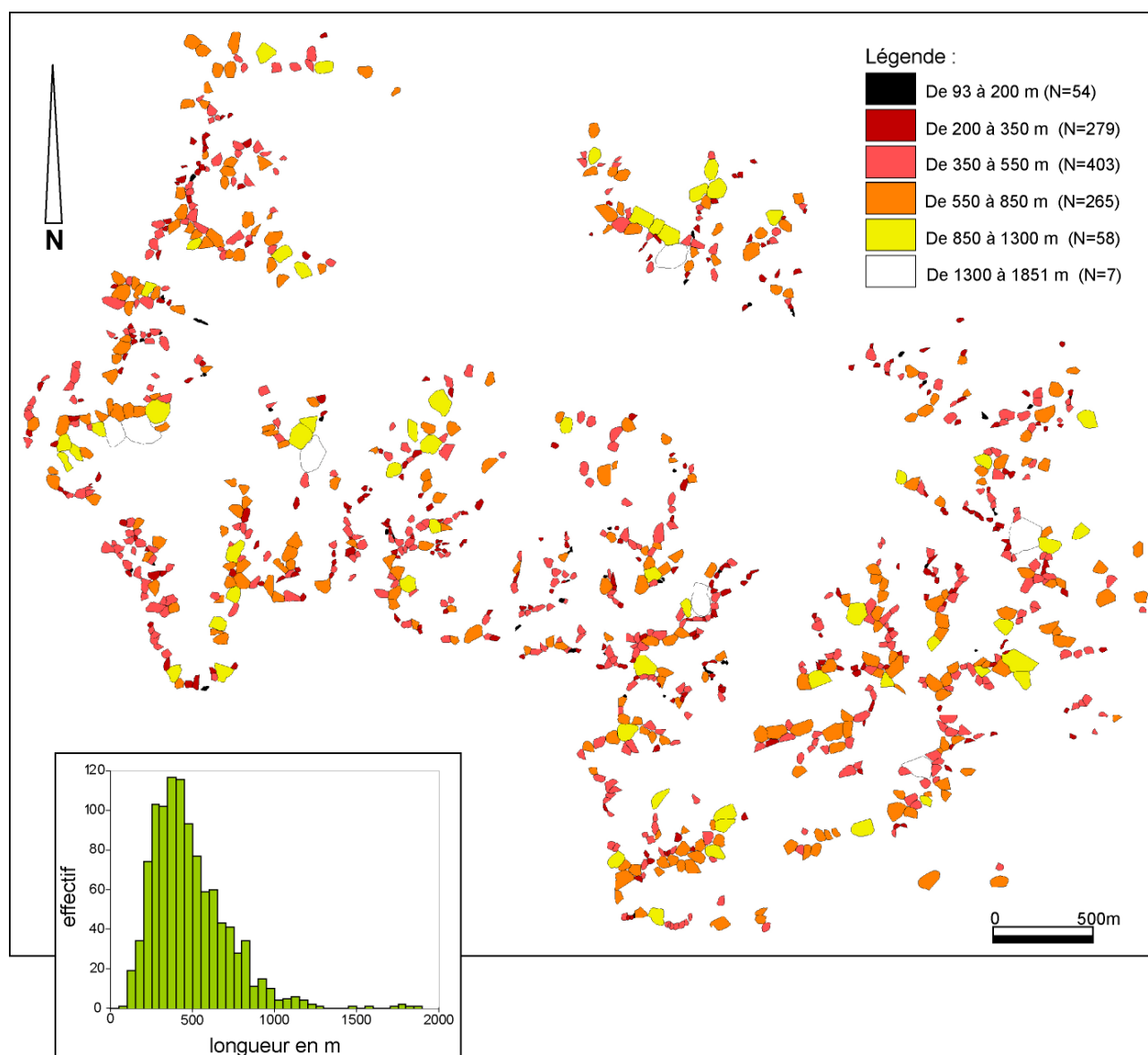
Les paramètres qui renseignent la forme du profil en long et en travers indiquent par contre des écarts relativement sensibles entre les quatre populations de cirques élémentaires reportées sur le tableau 8.5 d'une part et entre les trois populations de cirques est-pyrénéens d'autre part (rang 1, rang 2 et rang 3). On note que les cirques élémentaires des Pyrénées orientales sont sensiblement moins surcreusés que ceux des Pyrénées aragonaises et des Alpes maritimes franco-italiennes mais un peu plus surcreusés que ceux du Pinde (Tabl. 8.5). On note par ailleurs que la tendance au faible surcreusement des cirques glaciaires est-pyrénéens s'accroît sur les populations de rang 2 et de rang 3 (Tabl. 8.12).

Tabl. 8.5 : Bases de comparaison de données morphométriques sur quatre populations de cirques élémentaires issues de montagnes méditerranéennes

Région	Hughes et al. (2007b) Mont. du Pinde Grèce			Federici & Spagnolo (2004) Alpes franco italiennes			Garcia Ruiz et al. (2000) Pyrénées centrales Aragon et Gállego			Ce travail Pyrénées orientales		
	Mini	Mo	Maxi	Mini	Mo	Maxi	Mini	Mo	Maxi	Mini	Mo	Maxi
Longueur (m)	200	725	1850	233	672	2410	100	519	1600	93	481	1851
Largeur (m)	250	666	1550	211	663	2906	200	691	2700	97	474	2011
Amplitude (m)	100	301	600	87	355	1328	100	364	943	20	223	1070
Superficie (km ²)	n.r.	n.r.	n.r.	0,059	0,420	5,226	0,03	0,34	3,14	0,0086	0,2	2,55
Ratio long./larg.	0,3	1,2	2,9	0,51	1,07	2,47	0,25	0,79	2	0,28	1,091	2,825
Ratio long./ampl.	n.r.	n.r.	n.r.	0,78	1,93	4,65	0,39	1,48	3,98	0,582	2,357	26,1
Ratio larg./ampl.	0,7	2,7	6,3	0,64	1,92	5,03	n.r.	n.r.	n.r.	0,476	2,453	26,4
Ind. circularité	n.r.	n.r.	n.r.	1,02	1,1	1,68	n.r.	n.r.	n.r.	1,03	1,134	1,523
Orientation												

Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale

Fig. 8.13 : Cartographie du paramètre longueur

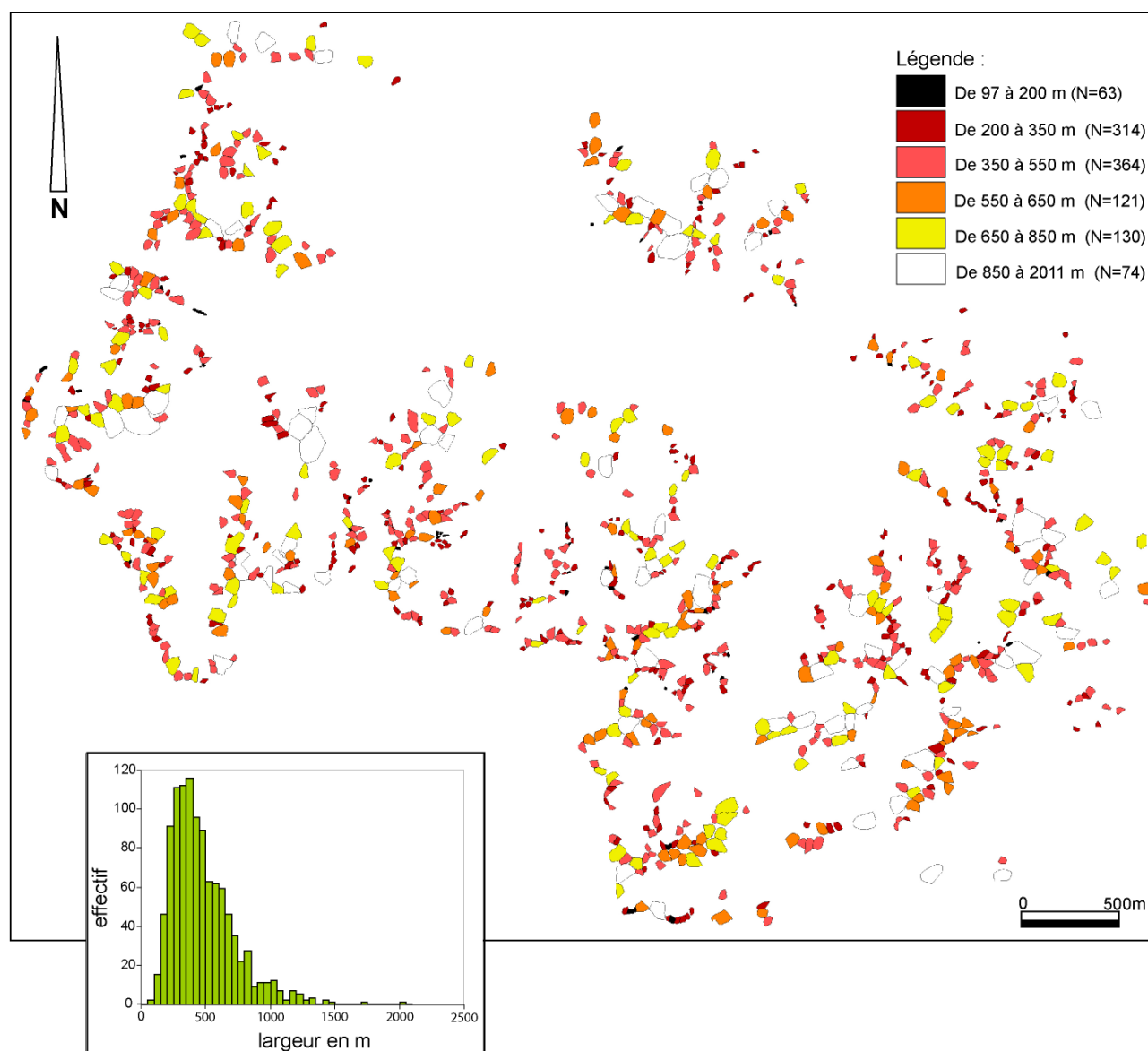


Tabl. 8.6 : Analyse descriptive du paramètre longueur

Longueur en m	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	93	1851	314	431	606	481	234
Rang2	199	290	2236	730	954	1261	1001	378
Rang 3	36	845	2658	1394	1560	1811	1584	377
R1 Carlit nord	144	124	1106	289	413	583	454	200
R1 Carlit sud	111	203	1851	418	525	720	578	246
R1 Campcardos	60	184	1232	400	500	680	564	246
R1 Aston	359	102	1720	286	408	543	441	212
R1 Aston plateaux	69	175	1147	319	489	597	497	208
R1 Bassiès	76	93	1784	311	430	624	519	310
R1 Mont Ceint	23	115	905	162	387	713	449	266
R1 Trois Seigneurs	79	172	1031	344	433	615	483	184
R1 Arize	16	346	1036	493	558	758	617	188
R1 Tabe	78	134	1803	281	414	676	504	281
R1 Pailhères	51	165	1035	270	365	485	394	180

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.14 : Cartographie du paramètre largeur

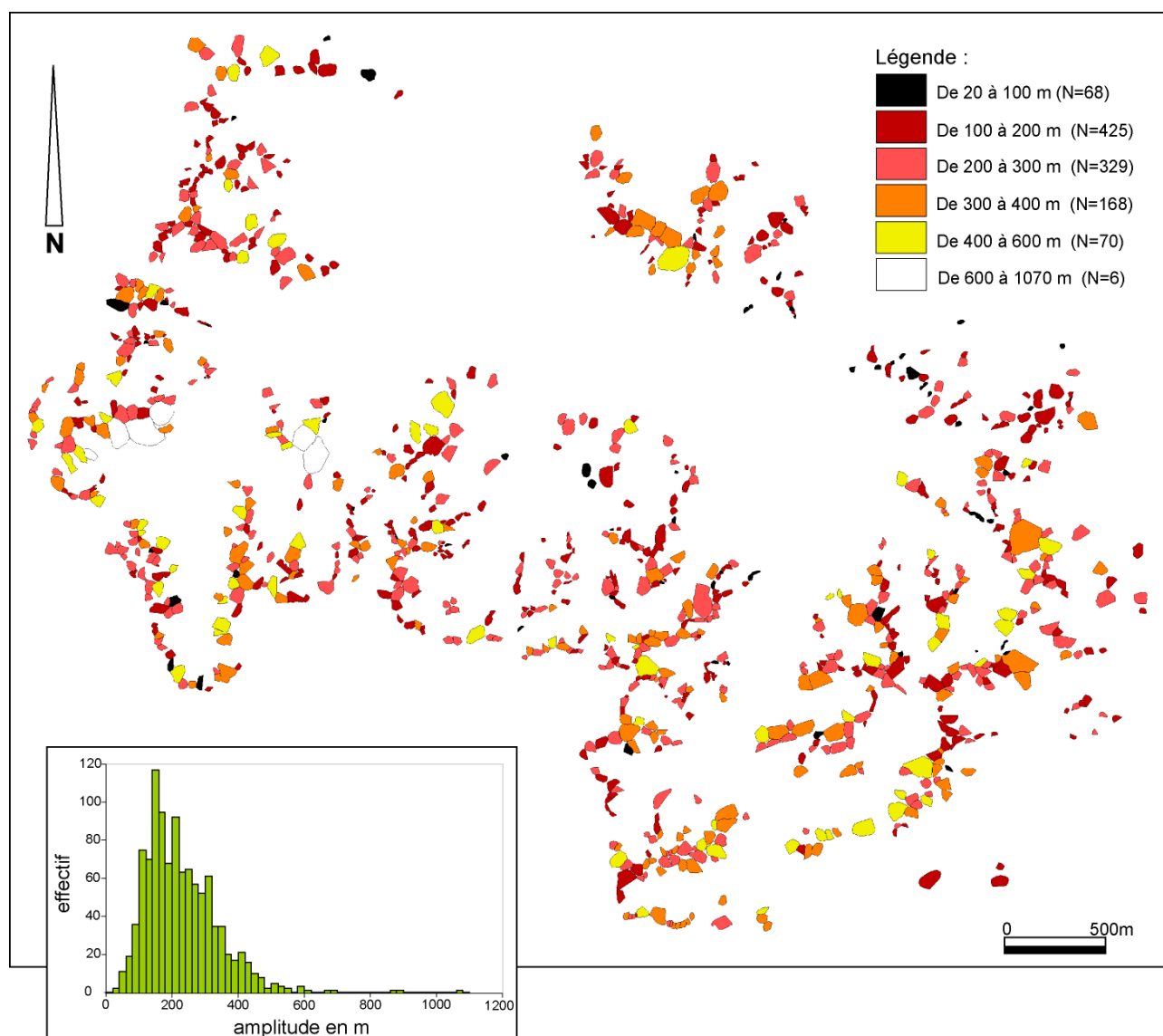


Tabl. 8.7 : Analyse descriptive du paramètre largeur

Largeur en m	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	97	2011	300	420	596	474	240
Rang2	199	432	2565	780	1012	1258	1061	378
Rang 3	36	110	1120	270	350	450	376	150
R1 Carlit nord	144	147	1298	298	415	605	476	234
R1 Carlit sud	111	190	1727	357	475	637	555	273
R1 Campcardos	60	97	1048	272	406	599	443	208
R1 Aston	359	99	2011	290	403	560	447	229
R1 Aston plateaux	69	220	1442	364	463	647	519	230
R1 Bassiès	76	106	1476	300	396	602	476	264
R1 Mont Ceint	23	103	1014	180	386	493	398	251
R1 Trois Seigneurs	79	128	1003	238	441	553	470	184
R1 Arize	16	242	1050	477	596	828	643	244
R1 Tabe	78	139	1320	295	405	627	484	268
R1 Pailhères	51	152	974	253	368	546	431	207

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.15 : Cartographie du paramètre amplitude

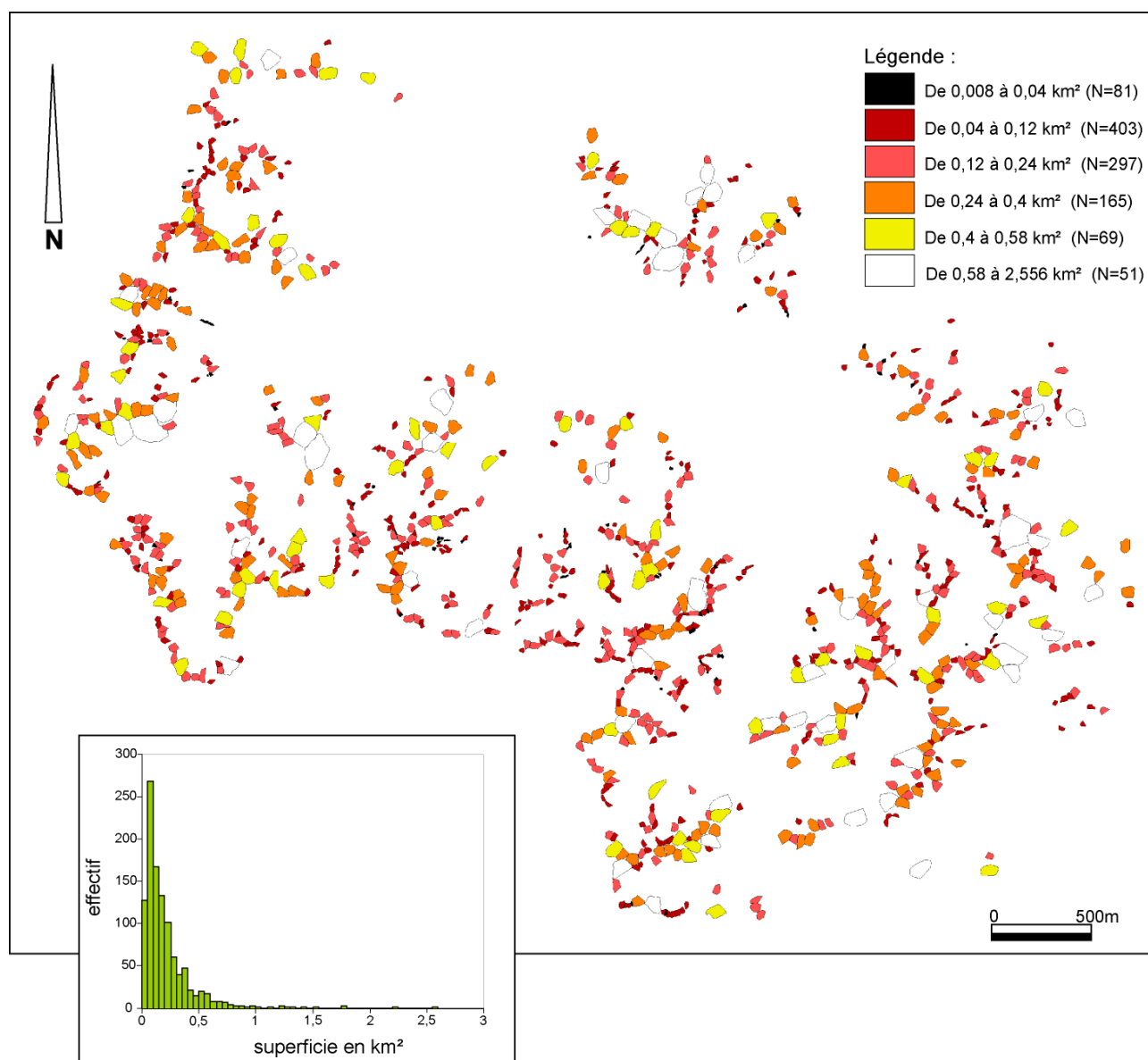


Tabl. 8.8 : Analyse descriptive du paramètre amplitude

Amplitude en m	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	20	1070	150	200	290	223	109
Rang2	199	110	1120	270	350	450	376	150
Rang 3	36	130	960	400	490	562	498	159
R1 Carlit nord	144	30	500	140	200	282	219	101
R1 Carlit sud	111	40	590	170	230	310	250	113
R1 Campcardos	60	140	510	240	290	340	289	81
R1 Aston	359	50	1070	150	210	280	223	109
R1 Aston plateaux	69	50	450	130	180	240	194	89
R1 Bassiès	76	60	880	150	250	322	269	156
R1 Mont Ceint	23	70	460	115	190	275	204	104
R1 Trois Seigneurs	79	90	450	152	180	240	205	79
R1 Arize	16	85	460	150	190	282	221	106
R1 Tabe	78	50	520	140	170	260	198	93
R1 Pailhères	51	20	370	95	130	170	146	66

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.16 : Cartographie du paramètre superficie

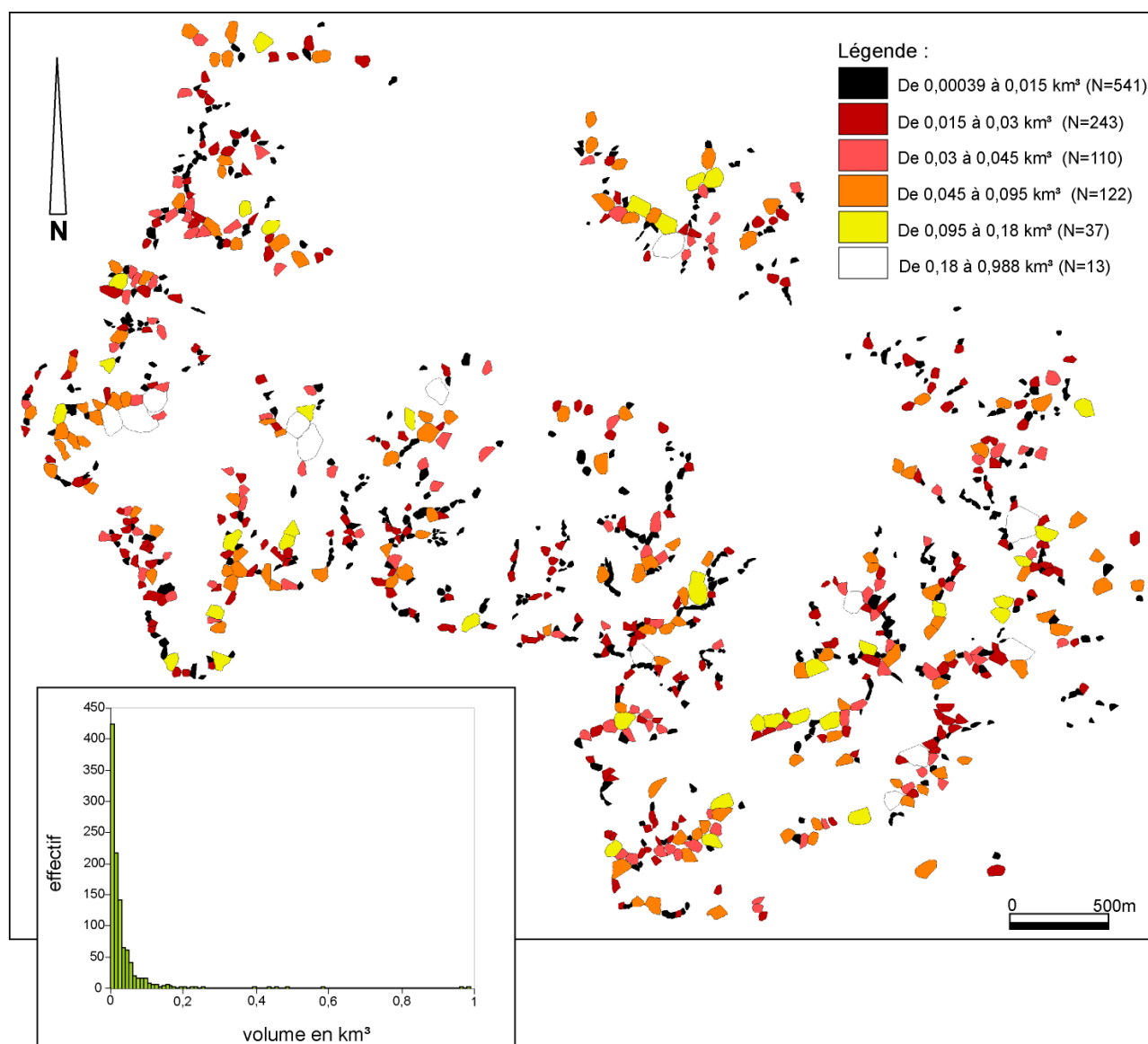


Tabl. 8.9 : Analyse descriptive du paramètre superficie

Superficie en km ²	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	0,0086	2,55	0,074	0,14	0,25	0,2	0,22
Rang2	199	0,14	4	0,48	0,77	1,2	0,92	0,64
Rang 3	36	0,72	0,51	1,46	2,16	3,14	2,44	1,2
R1 Carlit nord	144	0,014	1,04	0,067	0,122	0,256	0,194	0,181
R1 Carlit sud	111	0,03	2,556	0,11	0,208	0,33	0,283	0,318
R1 Campcardos	60	0,022	0,73	0,091	0,147	0,288	0,216	0,183
R1 Aston	359	0,009	1,8	0,066	0,122	0,2	0,169	0,183
R1 Aston plateaux	69	0,026	1,125	0,097	0,171	0,268	0,22	0,196
R1 Bassiès	76	0,008	2,246	0,08	0,141	0,276	0,238	0,326
R1 Mont Ceint	23	0,01	0,633	0,023	0,096	0,29	0,188	0,18
R1 Trois Seigneurs	79	0,033	0,658	0,094	0,15	0,273	0,195	0,138
R1 Arize	16	0,078	0,733	0,175	0,353	0,465	0,341	0,187
R1 Tabe	78	0,016	1,76	0,059	0,12	0,268	0,232	0,280
R1 Pailhères	51	0,015	0,77	0,06	0,09	0,219	0,162	0,158

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.17 : Cartographie du paramètre volume

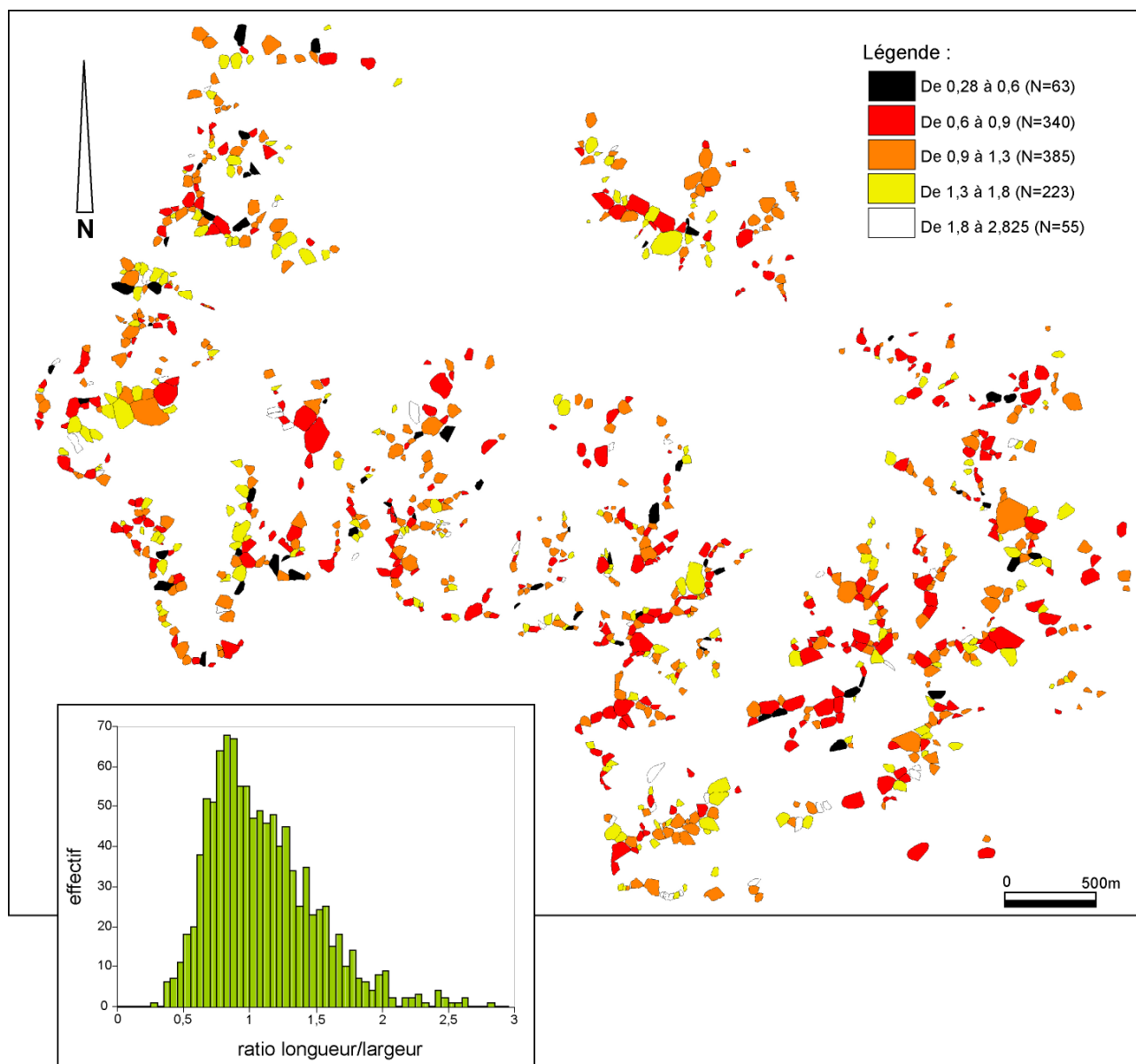


Tabl. 8.10 : Analyse descriptive du paramètre volume

Volume en km³	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	0,00038	0,99	0,006	0,014	0,032	0,029	0,06
Rang2	199	0,011	1,03	0,064	0,14	0,26	0,19	0,19
Rang 3	36	0,068	2,01	0,32	0,52	0,79	0,64	0,44
R1 Carlit nord	144	0,000565	0,192	0,005	0,013	0,035	0,026	0,033
R1 Carlit sud	111	0,000751	0,486	0,011	0,022	0,044	0,042	0,063
R1 Campcardos	60	0,001974	0,139	0,011	0,02	0,043	0,032	0,031
R1 Aston	359	0,000455	0,962	0,005	0,012	0,026	0,025	0,06
R1 Aston plateaux	69	0,001040	0,224	0,006	0,013	0,027	0,025	0,034
R1 Bassiès	76	0,000386	0,988	0,006	0,018	0,044	0,052	0,136
R1 Mont Ceint	23	0,000632	0,108	0,002	0,011	0,042	0,024	0,028
R1 Trois Seigneurs	79	0,002228	0,127	0,007	0,015	0,03	0,023	0,024
R1 Arize	16	0,003313	0,169	0,014	0,023	0,063	0,045	0,043
R1 Tabe	78	0,000727	0,458	0,004	0,011	0,036	0,032	0,06
R1 Pailhères	51	0,000429	0,142	0,003	0,006	0,019	0,015	0,022

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.18 : Cartographie du paramètre ratio longueur-largeur

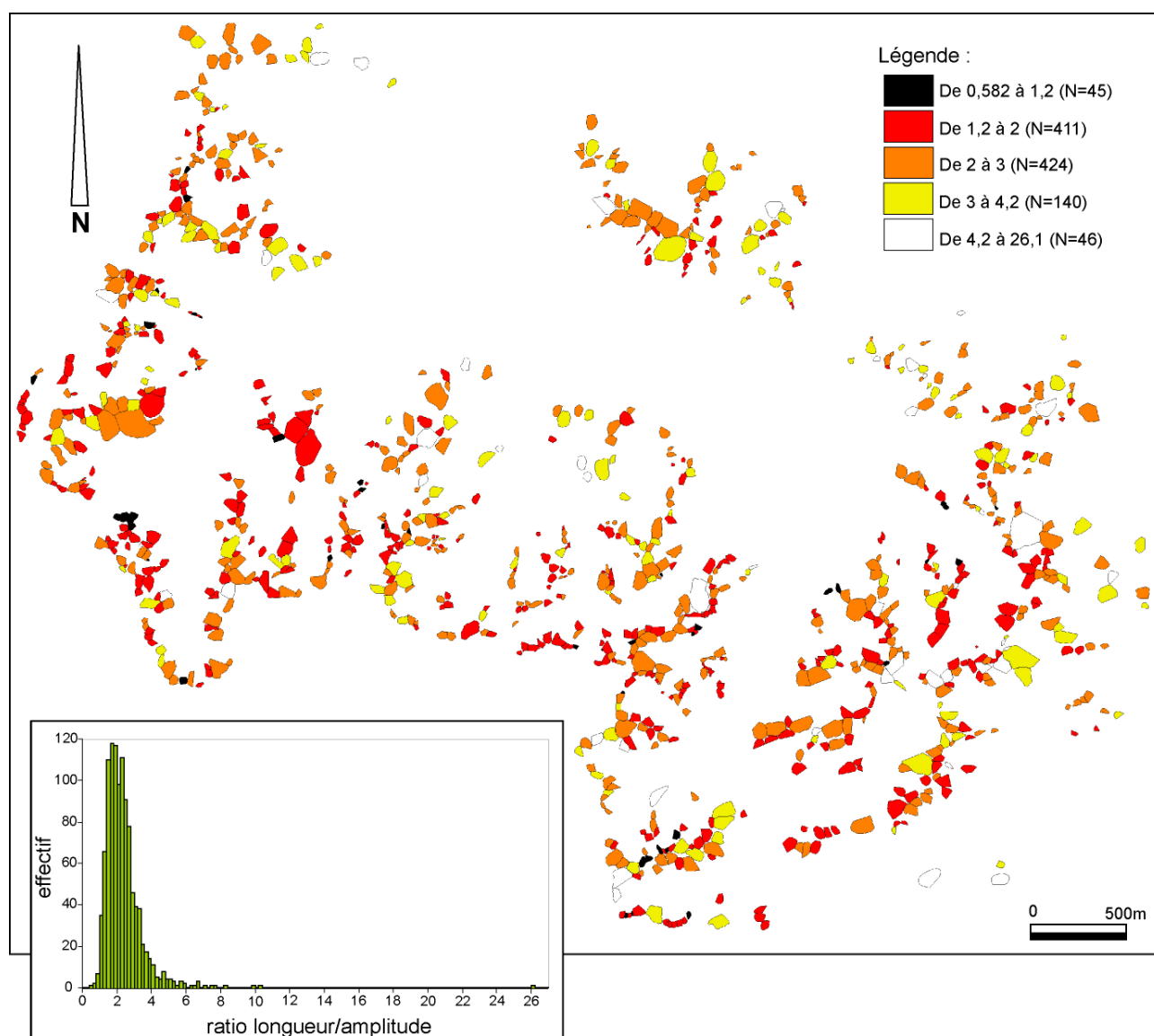


Tabl. 8.11 : Analyse descriptive du paramètre ratio longueur-amplitude

Ratio longueur/largeur	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	0,28	2,825	0,798	1,015	1,32	1,091	0,397
Rang2	199	0,458	2,136	0,753	0,919	1,142	0,983	0,335
Rang 3	36	0,398	1,854	0,765	0,871	1,237	0,978	0,363
R1 Carlit nord	144	0,379	2,410	0,789	0,928	1,243	1,023	0,353
R1 Carlit sud	111	0,412	2,617	0,819	1,072	1,327	1,132	0,392
R1 Campcardos	60	0,648	2,613	1,053	1,307	1,665	1,388	0,467
R1 Aston	359	0,280	2,549	0,788	0,981	1,298	1,062	0,384
R1 Aston plateaux	69	0,379	2,426	0,766	0,950	1,230	1,024	0,373
R1 Bassiès	76	0,442	2,825	0,814	1,047	1,390	1,167	0,480
R1 Mont Ceint	23	0,536	1,983	0,889	1,274	1,484	1,170	0,379
R1 Trois Seigneurs	79	0,417	2,297	0,794	1,094	1,329	1,109	0,393
R1 Arize	16	0,531	1,649	0,826	0,992	1,322	1,044	0,311
R1 Tabe	78	0,477	2,242	0,777	1,075	1,329	1,097	0,360
R1 Pailhères	51	0,532	1,764	0,752	0,868	1,135	0,971	0,297

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.19 : Cartographie du paramètre ratio longueur-amplitude

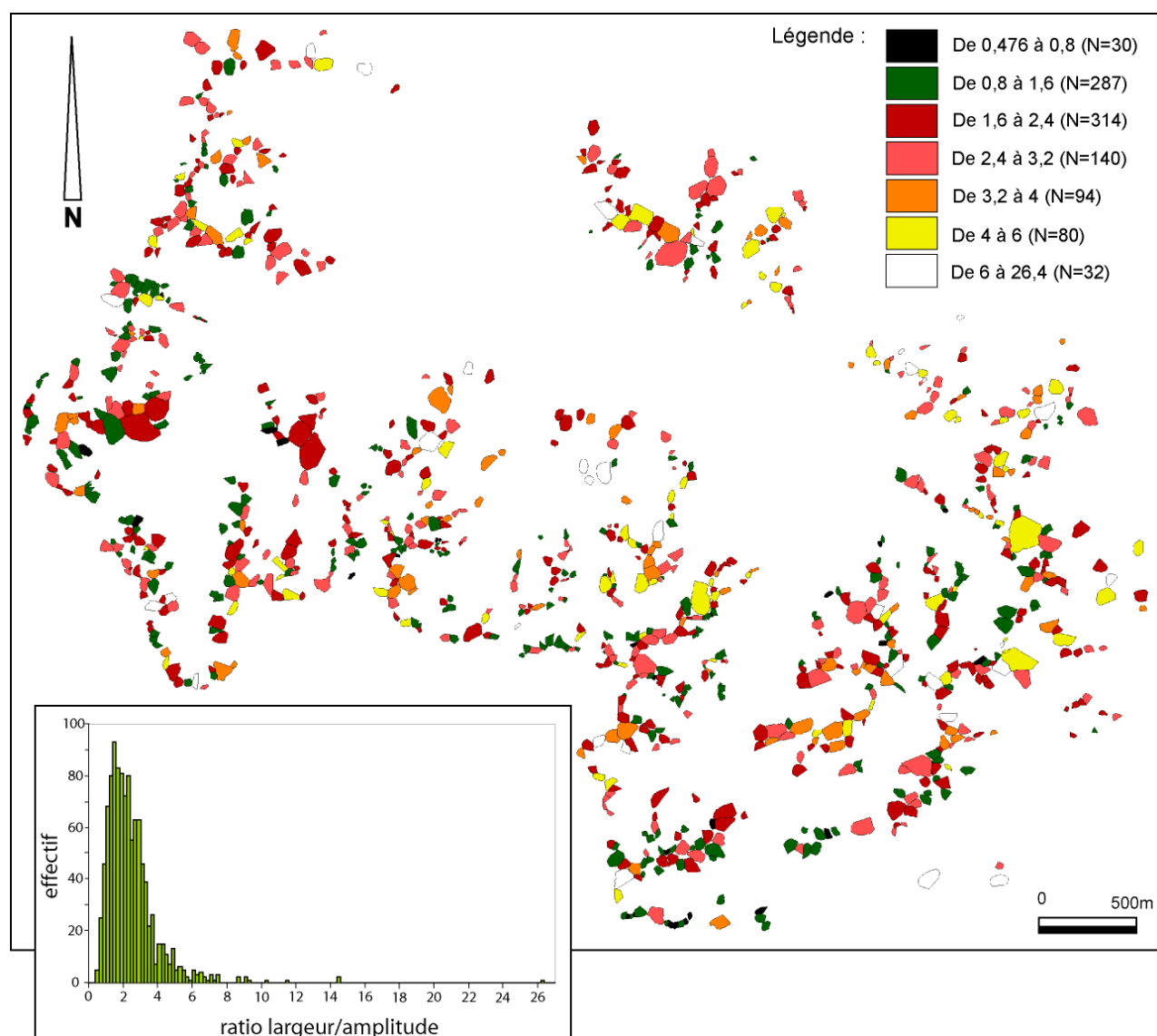


Tabl. 8.12 : Analyse descriptive du paramètre ratio longueur-amplitude

Ratio longueur/amplitude	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	0,582	26,1	1,684	2,145	2,699	2,357	1,239
Rang2	199	1,128	7,871	2,120	2,670	3,269	2,816	0,984
Rang 3	36	1,837	11,354	2,749	3,241	3,728	3,472	1,511
R1 Carlit nord	144	0,582	26,1	1,694	2,046	2,574	2,389	2,166
R1 Carlit sud	111	1,359	7,52	1,741	2,297	3,023	2,580	1,139
R1 Campcardos	60	0,831	5,05	1,367	1,740	2,557	2,050	0,976
R1 Aston	359	0,980	7,17	1,560	1,940	2,464	2,106	0,804
R1 Aston plateaux	69	1,512	10,24	2,028	2,480	3,071	2,827	1,423
R1 Bassiès	76	0,635	3,92	1,479	1,837	2,523	2,030	0,676
R1 Mont Ceint	23	1,012	7,76	1,377	1,967	2,547	2,293	1,415
R1 Trois Seigneurs	79	1,054	4,33	1,988	2,350	2,837	2,442	0,668
R1 Arize	16	2,062	6,78	2,316	2,842	3,287	3,139	1,163
R1 Tabe	78	1,386	5,25	1,944	2,473	2,958	2,590	0,820
R1 Pailhères	51	1,400	9,95	2,247	2,725	3,432	3,058	1,402

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.20 : Cartographie du paramètre ratio largeur-amplitude

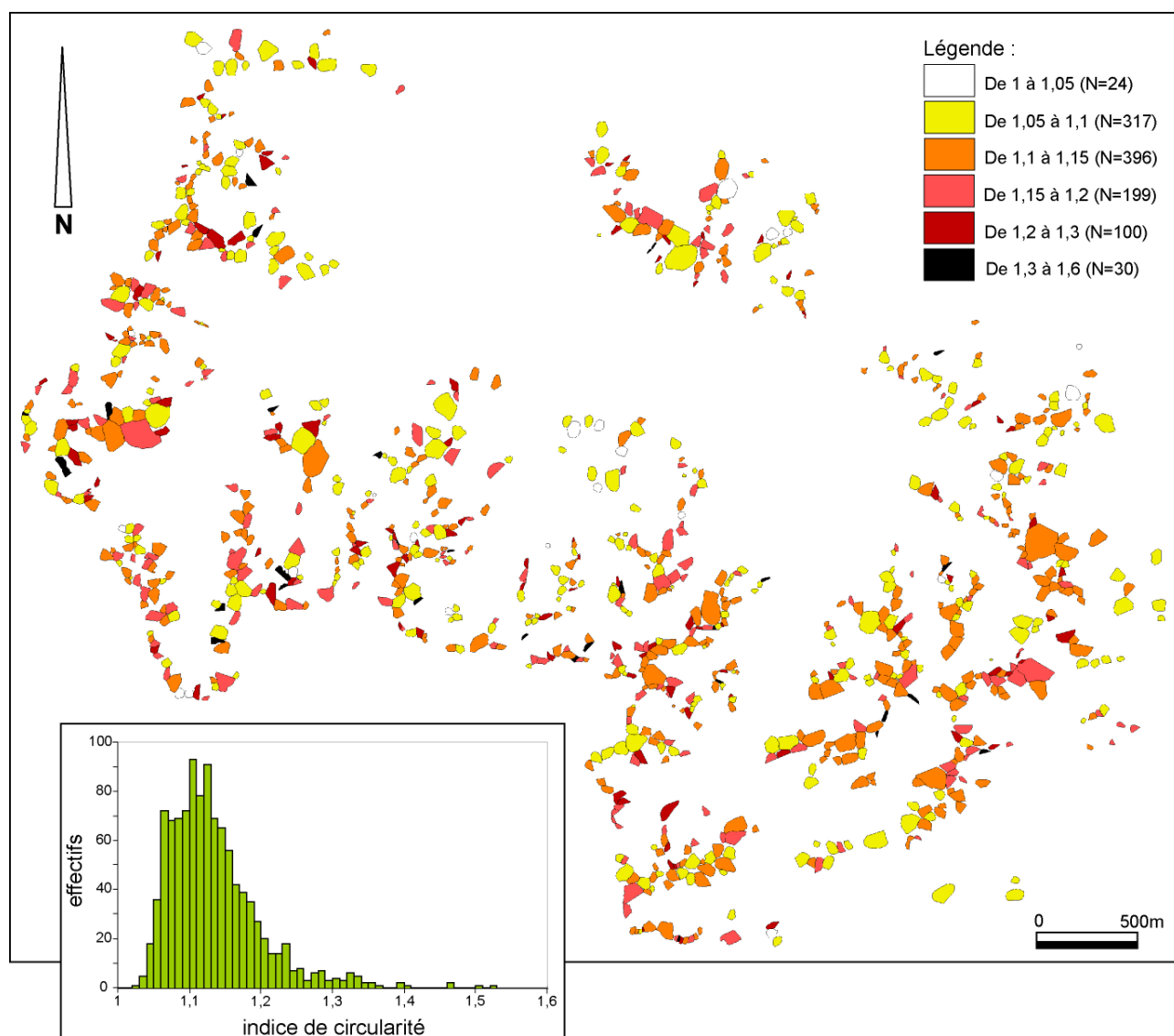


Tabl. 8.13 : Analyse descriptive du paramètre ratio largeur-amplitude

Ratio largeur/amplitude	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	0,476	26,4	1,508	2,150	2,948	2,453	1,615
Rang2	199	0,545	8,862	2,227	2,830	3,745	3,122	1,352
Rang 3	36	1,677	17,969	2,61	3,288	4,534	4,192	3,011
R1 Carlit nord	144	0,545	26,400	1,574	2,281	2,930	2,558	2,282
R1 Carlit sud	111	0,671	9,300	1,531	2,117	2,995	2,616	1,684
R1 Campcardos	60	0,539	6,550	0,943	1,419	2,054	1,672	1,083
R1 Aston	359	0,476	10,388	1,415	1,967	2,872	2,263	1,242
R1 Aston plateaux	69	1,108	14,600	1,919	2,608	3,659	3,115	1,990
R1 Bassiès	76	0,655	4,500	1,292	1,736	2,491	1,947	0,834
R1 Mont Ceint	23	0,794	14,486	1,267	1,525	2,335	2,442	2,804
R1 Trois Seigneurs	79	0,985	5,073	1,722	2,343	2,823	2,420	0,890
R1 Arize	16	1,553	8,674	2,035	2,860	3,667	3,370	1,843
R1 Tabe	78	0,970	6,550	1,792	2,339	3,160	2,615	1,195
R1 Pailhères	51	1,235	11,600	2,462	2,983	3,835	3,438	1,912

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Fig. 8.21 : Cartographie du paramètre indice de circularité



Tabl. 8.14 : Analyse descriptive du paramètre indice de circularité

Indice de circularité	N	Mini	Maxi	Q1	Me	Q3	Mo	ET _n
Rang 1	1066	1,03	1,523	1,09	1,122	1,162	1,134	0,064
Rang2	199	1,038	1,433	1,105	1,135	1,176	1,147	0,064
Rang 3	36	1,070	1,296	1,132	1,169	1,217	1,177	0,057
R1 Carlit nord	144	1,033	1,504	1,094	1,117	1,148	1,130	0,063
R1 Carlit sud	111	1,051	1,309	1,095	1,122	1,157	1,129	0,047
R1 Campcardos	60	1,040	1,304	1,099	1,116	1,158	1,132	0,053
R1 Aston	359	1,041	1,523	1,092	1,129	1,173	1,143	0,069
R1 Aston plateaux	69	1,035	1,461	1,070	1,110	1,142	1,115	0,062
R1 Bassiès	76	1,047	1,360	1,104	1,134	1,183	1,149	0,065
R1 Mont Ceint	23	1,060	1,279	1,100	1,118	1,153	1,128	0,047
R1 Trois Seigneurs	79	1,049	1,325	1,084	1,119	1,152	1,129	0,064
R1 Arize	16	1,047	1,207	1,065	1,087	1,117	1,097	0,043
R1 Tabe	78	1,030	1,399	1,079	1,124	1,169	1,139	0,075
R1 Pailhères	51	1,043	1,370	1,076	1,107	1,130	1,113	0,056

N : effectif par ligne ; Mini : Valeur minimale, Mo : Moyenne arithmétique, Maxi : valeur maximale. ET_n : Ecart –type (n)

Les cirques glaciaires est-pyrénéens se caractérisent donc par une remarquable **homométrie des paramètres de taille et de forme** (Fig. 8.13 à 8.21). On peut cependant signaler l'existence d'une petite population de cirques élémentaires de taille plus importante que la moyenne (cf. histogrammes montrant la distribution des paramètres longueur, largeur et amplitude, Fig. 8.13, 8.14 et 8.15). En ce qui concerne la longueur et la largeur, ces cirques élémentaires de plus gros calibre sont répartis de manière assez homogène sur le domaine cartographié (cartes sur les figures 8.13 et 8.14), ce qui permet *a priori* d'écarter la piste paléoenvironnementale pour les expliquer. Par contre, compte tenu du caractère très ubiquiste des granitoïdes, des gneiss et des migmatites, il est possible que ces cirques résultent en fait du réaménagement partiel, durant le Quaternaire froid, de paléotopographies d'alvéoles antérieurs au Quaternaire. On peut signaler d'autre part, en ce qui concerne l'amplitude, que les cirques les plus surcreusés se localisent préférentiellement sur les massifs de la haute chaîne axiale et, en particulier, dans les bassins versants où on peut présumer une dissection fluviale préglaciaire très importante. C'est le cas en particulier des cirques de la classe d'amplitude maximale qui occupent tous la périphérie de la vallée du Vicdessos, où le surcreusement des vallées dépasse 1000 m (cf. carte sur la figure 8.15). À part ces quelques remarques, on retiendra que la cartographie de l'ensemble des paramètres morphométriques ne montre aucune différenciation spatiale évidente des massifs d'avant-pays à la haute chaîne ou de la façade océanique à la façade méditerranéenne. Mais ce n'est là qu'une première approche visuelle que nous tachons maintenant de vérifier et de prolonger à travers un questionnement plus systématique de la base de données morphométriques.

3.2- Variabilité spatiale des cirques glaciaires est-pyrénéens et paramètres de contrôle (résultats des analyses bivariées)

Il s'agit ici de voir dans quelle mesure les trois principaux paramètres de taille que sont la longueur, la largeur et l'amplitude varient en fonction de la lithologie, de l'appartenance à tel ou tel massif, de l'orientation, de l'altitude des planchers de cirque (dans le cadre d'une bande longitudinale donnée), des types de crête ; bref, en fonction des principaux paramètres susceptibles de conditionner le calibre des cirques glaciaires est-pyrénéens. Pour cela nous proposons plusieurs analyses bivariées dont la logique est présentée dans la section 2.3.2. Les tableaux 8.15 à 8.19 synthétisent les résultats du test d'indépendance χ^2 (cf. 2^e ligne des tableaux) et du test de significativité par case de Fischer (cf. lignes suivantes). Pour une lecture détaillée des effectifs observés, effectifs théoriques, χ^2 observé, χ^2 critique et χ^2 par case, on pourra se reporter aux tableaux situés en annexe C. Dans les tableaux de synthèses 8.15 à 8.19 :

H_a signifie que les hypothèses nulles formulées dans la section 2.3.2 ont pu être rejetées car le χ^2 observé est supérieur au χ^2 critique (hypothèse alternative retenue). Cela montre que les paramètres de taille sont statistiquement dépendants des paramètres explicatifs. Dans ce cas, la significativité par case permet d'affiner l'analyse et de préciser quelles classes de taille sont significativement dépendantes de telle ou telle modalité explicative.

H₀ signifie que les hypothèses nulles formulées dans la section 2.3.2 ont pu être retenues car le χ^2 observé est inférieur ou égal au χ^2 critique. Cela montre que les paramètres de taille sont statistiquement indépendants des paramètres explicatifs. Néanmoins, certaines classes de taille peuvent être significativement dépendantes

d'une ou plusieurs modalités explicatives. C'est en général le cas des modalités caractérisées par des χ^2 par case très différents les uns des autres.

P-value donne la probabilité avec laquelle H_0 peut être rejetée alors que l'hypothèse est vraie (probabilité donnée avec un risque d'erreur de 5%).

Les lettres situées au croisement des colonnes « paramètres de taille » et des lignes « modalités des variables explicatives » désignent les classes de taille (longueur, largeur et amplitude) significativement dépendantes de telle ou telle modalité explicative. Les points d'interrogation signifient qu'aucune classe de taille n'est significativement dépendante de telle ou telle modalité explicative.

3.2.1- Existe-il une variabilité de la taille des cirques en fonction de leur position géographique ?

* *Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et « massifs d'appartenance »*

Les résultats du test χ^2 montrent que les trois paramètres de taille (longueur, largeur et amplitude) sont statistiquement dépendants du paramètre « massif d'appartenance » et que, dans tous les cas, la probabilité de se tromper est très faible (p-value < 0,01 %, Tabl. 8.15). Or, la significativité par case indique que les massifs méridionaux (Carlit sud et Campcardos) sont significativement dépendants de classes de taille aussi variées que les massifs de la façade septentrionale, qu'ils soient localisés sur la haute chaîne axiale (Aston des crêtes, Bassiès) ou en position de premier front montagneux (Arize, Trois Seigneurs, Tabe en particulier). Autrement dit, la taille des cirques de rang 1 ne varie pas de manière évidente en fonction de leur position géographique et, contrairement à ce qui était attendu, la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire observée sur la base des *plas* (chapitre 2) ne s'exprime pas à travers le calibre des cirques glaciaires élémentaires. Cela montre en définitive que les cirques glaciaires ne sont pas un bon marqueur de la variabilité paléoclimatique qui caractérise de le domaine est-pyrénéen.

Tabl. 8.15 : Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre massif d'appartenance

Massifs d'appartenance	Longueur	Largeur	Amplitude
Résultat de test χ^2 et (p-value)	Ha (<0,0001)	Ha (<0,0001)	Ha (<0,0001)
Carlit nord	F	B	F
Carlit sud	A-B-D	A-B-D-F	A-B-F
Campcardos	F	?	A-B-D-F
Aston des crêtes	D-E-F	?	?
Aston des plateaux	F	A	D-F
Bassiès	?	?	F
Mont Ceint	A-F	A	F
Trois Seigneurs	A-F	F	A-B-D-F
Arize	A-B-F	A	C-F
Tabé	C	?	C-E-F
Pailhères	F	B	A-B-C-D-E-F

Pour les classes de longueur : A :]93 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]550 m – 850 m], E :]850 m – 1300 m], F :]1300 m – 1850 m].

Pour les classes de largeur : A :]97 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]650 m – 850 m], E :]650 m – 850 m], F :]850 m – 2011 m].

Pour les classes d'amplitude : A :]20 m – 100 m], B :]100 m – 200 m], C :]200 m – 300 m], D :]300 m – 400 m], E :]400 m – 600 m], F :]600 m – 1070 m].

*** Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et « orientation »**

Les résultats des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre « orientation » vont dans le même sens (Tabl. 8.16). Dans tous les cas, les hypothèses H_0 sont rejetées avec une probabilité de se tromper qui est très faible (p-value de 0,046 % pour la longueur, 1,4 % pour la largeur et inférieure à 0,01 % pour l'amplitude). Cela signifie que la taille des cirques de rang 1 est statistiquement dépendante du paramètre « orientation ». Compte tenu de l'importance des effets de suralimentation neigeuse sous le vent des flux humides venus du nord-ouest en matière de localisation des cirques glaciaires dans le domaine est-pyrénéen, on pourrait s'attendre à ce que la taille (longueur, largeur et/ou amplitude) des cirques orientés à l'est soit sensiblement différente de la taille des cirques orientés vers le quart nord-ouest. On pourrait s'attendre aussi à ce que la taille des cirques « type C » plutôt orientés au nord et au nord-ouest soit différente de celle des cirques « type A », plus fréquemment orientés à l'est (section 3.1.1). Or, la significativité par case ne montre rien de cela. Les cirques bénéficiant des effets de suralimentation neigeuse (cirques orientés au nord-est, à l'est, au sud-est et plus secondairement au sud) sont significativement dépendants de gammes de tailles (A, B et E pour la longueur, A, B et F pour la largeur, A, B, D, E, F pour l'amplitude) tout à fait comparables aux gammes de taille des cirques élémentaires orientés au nord, nord-ouest, ouest et sud-ouest (A, B, D et F pour la longueur, A, B et E pour la largeur et B, D, E, F pour l'amplitude). Les résultats des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre « type de crête » sont détaillés dans la section 3.2.2. On peut néanmoins signaler d'ores et déjà que la significativité par case entre les classes de taille et les trois modalités « type de crête » montre les mêmes gammes de taille qu'il s'agisse de cirques élémentaires isolés mordant sur de larges topographies planes susceptibles d'être balayées par la neige (type A) ou de cirques adossés à des crêtes étroites, en chenille (type C) et en boulevard (type B), peu favorables quant à elles aux effets de suralimentation neigeuse sous le vent des flux humides (Tabl. 8.18).

Au total, il est possible que les effets de suralimentation neigeuse compensent suffisamment le déficit d'enneigement et l'excès d'ablation qui caractérisent les conditions paléoclimatiques des massifs de la façade méditerranéenne pour que les contrastes de façade soient totalement lissés en termes de bilan de masse et finalement de calibre des cirques. Dans ces conditions, le poids du contexte paléoclimatique local s'avère très difficile à évaluer.

Tabl. 8.16 : Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre orientation

Orientation	Longueur	Largeur	Amplitude
Résultat de test χ^2 et (p-value)	Ha (0,00046)	Ha (0,014)	Ha (<0,0001)
NE	B-E	A	B-F
E	B-E	B-F	B-E
SE	?	?	B-D-F
S	A-F	A-F	A-D-E-F
SW	D	?	F
W	F	?	B-D-F
NW	A-B	A-B-E	E
N	?	?	F

Pour les classes de longueur : A :]93 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]550 m – 850 m], E :]850 m – 1300 m], F :]1300 m – 1850 m].
Pour les classes de largeur : A :]97 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]650 m – 850 m], E :]650 m – 850 m], F :]850 m – 2011 m].
Pour les classes d'amplitude : A :]20 m – 100 m], B :]100 m – 200 m], C :]200 m – 300 m], D :]300 m – 400 m], E :]400 m – 600 m], F :]600 m – 1070 m].

*** Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et altitude des plateaux des cirques glaciaires occidentaux**

Les résultats du test χ^2 montrent que les trois paramètres de taille (longueur, largeur et amplitude) sont statistiquement indépendants du paramètre « altitude des plateaux des cirques élémentaires occidentaux » (Tabl. 8.17). Dans tous les cas, les hypothèses H_0 ont pu être retenues et la probabilité de se tromper est relativement faible seulement pour la longueur (p-value de 1%) et l'amplitude (p-value de 8%). Pour la largeur, la probabilité de se tromper est beaucoup plus élevée (p-value de 55,8 %). Les résultats de la significativité par case vont dans le même sens que le test χ^2 . Aucune classe de longueur et de largeur n'est significativement caractéristique des deux à trois tranches d'altitudes les plus élevées (cases renseignées par des points d'interrogation) tandis que les croisements de modalités significativement dépendantes correspondent aux mêmes classes de taille, quel que soit la tranche d'altitude. Par exemple, les classes de longueur A et F sont caractéristiques des cirques les plus hauts comme des cirques les plus bas ; la classe d'amplitude E est caractéristique des cirques situés entre 1140 et 2050 m. Cela signifie que le calibre des cirques glaciaires situés sur les massifs orientaux du domaine d'étude ne varie pas en fonction de l'altitude à laquelle ils se trouvent et donc pas en fonction de la durée des phases d'englacement au cours desquelles ils ont été façonnés.

Tabl. 8.17 : Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre altitude des plateaux des cirques élémentaires occidentaux

Altitude des plateaux des cirques élémentaires occ.	Longueur	Largeur	Amplitude
Résultat de test χ^2 et (p-value)	H_0 (0,01)	H_0 (0,558)	H_0 (0,08)
]1140 m – 1450 m]	A-F	A	F
]1450 m – 1750 m]	?	?	E
]1750 m – 2050 m]	?	?	E
]2050 m – 2460 m]	A-F	?	A-F

Pour les classes de longueur : A :]93 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]550 m – 850 m], E :]850 m – 1300 m], F :]1300 m – 1850 m].

Pour les classes de largeur : A :]97 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]650 m – 850 m], E :]650 m – 850 m], F :]850 m – 2011 m].

Pour les classes d'amplitude : A :]20 m – 100 m], B :]100 m – 200 m], C :]200 m – 300 m], D :]300 m – 400 m], E :]400 m – 600 m], F :]600 m – 1070 m].

3.2.2- Existe-il une variabilité de la taille des cirques en fonction du contexte morpho-structural ?

*** Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et les types de crête**

Les résultats du test χ^2 montrent que les paramètres longueur et largeur sont statistiquement indépendants du paramètre « type de crête » (Tabl. 8.18). Dans les deux cas, les hypothèses H_0 ont pu être retenues avec des probabilités de se tromper relativement faibles (p-value de 15,6 % pour la longueur et de 22,1 % pour la largeur). La significativité par case associée à ces deux paramètres va dans le même sens. Pour la largeur, un seul croisement est significativement dépendant ; il indique que les cirques de largeur moyenne (classes C et D c'est-à-dire entre 350 et 850 m) sont caractéristiques des cirques élémentaires adossés à des crêtes « type A ». Tous les autres croisements sont aléatoires ; cela signifie qu'aucune classe de largeur particulière n'est caractéristique des cirques « type B » et des cirques « type C ». En ce qui concerne la longueur, plusieurs croisements sont significativement dépendants. Ils indiquent que les cirques de longueur moyenne (classe C, entre 350 et 550 m) sont

caractéristiques des cirques adossés à des crêtes de recoupement glaciaires (type C), que les cirques de grande longueur (classe F, entre 1300 et 1850 m) sont caractéristiques des cirques adossés à des crêtes en boulevard (« type B ») et que des gammes de longueur beaucoup plus étendues (A, C, E et F) sont caractéristiques des cirques isolés mordant sur de larges topographies molles ou planes (type A). Mais ces liens de dépendance significatifs sur le plan statistique ne montrent pas de variation claire de la longueur des cirques élémentaires en fonction du type de crête auxquels ils sont adossés. En effet, la longueur C, seule caractéristique des cirques « type C » est aussi caractéristique des cirques « type A » et la longueur F, seule caractéristique des cirques « type B » est aussi caractéristique des cirques « type A ».

Au total ces tests démontrent que les paramètres de taille en plan (longueur et largeur) ne varient pas significativement en fonction de la densité de l’empreinte glaciaire de la zone dans laquelle ils se situent. Il en va de même pour le paramètre amplitude même si le test χ^2 indique *a priori* un lien de dépendance fort entre ce paramètre de taille et le paramètre « type de crête ». En effet, l’hypothèse H_a a pu être retenue avec une probabilité de se tromper inférieure à 0,01 % mais la significativité par case montre que les cirques adossés à des crêtes de recoupement glaciaires (type C) sont caractéristiques d’une gamme d’amplitude presque aussi variée (classes A- B- D et E soit entre 20 et 600 m) que la gamme d’amplitude caractéristique des cirques isolés mordant sur de larges topographies planes ou molles (« type A », toutes les classes d’amplitude sont caractéristiques de cette modalité explicative).

Tabl. 8.18 : Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre type de crête

Type de crêtes auxquels les cirques sont adossés	Longueur	Largeur	Amplitude
Résultat de test χ^2 et (p-value)	H_0 (0,156)	H_0 (0,221)	H_a (<0,0001)
Type A	A-C-E-F	D-F	A-B-C-D-E-F
Type B	F	?	B-D
Type C	C	?	A-B-D-E

Pour les classes de longueur : A :]93 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]550 m – 850 m], E :]850 m – 1300 m], F :]1300 m – 1850 m].
Pour les classes de largeur : A :]97 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]650 m – 850 m], E :]650 m – 850 m], F :]850 m – 2011 m].
Pour les classes d’amplitude : A :]20 m – 100 m], B :]100 m – 200 m], C :]200 m – 300 m], D :]300 m – 400 m], E :]400 m – 600 m], F :]600 m – 1070 m].
Pour les types de crêtes : type A : cirques isolés mordant sur de larges topographies larges ou molles ; type B : cirques mordant sur des crêtes en boulevard ou lanières étroites de versants réglés et en partie adossés à des crêtes de recoupement glaciaire ; type C : cirque principalement adossés à des crêtes de recoupement glaciaire.

*** Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et la « lithologie »**

Comme pour les « massifs d’appartenance » et les « orientations », les résultats du test χ^2 entre les paramètres de taille et le paramètre « lithologie » permettent de retenir, dans tous les cas, l’hypothèse H_a avec une très faible probabilité de se tromper (p-value inférieure à 0,01 % pour la longueur et l’amplitude et de 1 % pour la largeur, Tabl. 8.19). Cela signifie que la taille des cirques glaciaires de rang 1 est statistiquement dépendante de ce paramètre explicatif. La significativité par case permet quant à elle de déterminer quelles classes de taille sont caractéristiques de telle ou telle lithologie. Assez logiquement, les cirques caractérisés par des lithologies mixtes ne sont significativement dépendants d’aucune classe de taille particulière, ni dans le sens de la longueur, ni dans le sens de la largeur, ni en amplitude. Pour les autres lithologies, les contrastes de taille ne sont guère plus flagrants que ce qui a été

constaté à propos des « massifs d'appartenance » et des « orientations » même si, ponctuellement, quelques remarques peuvent être faites.

Tabl. 8.19 : Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre lithologie des cirques élémentaires

Lithologie des cirques élémentaires	Longueur	Largeur	Amplitude
Résultat de test χ^2 et (p-value)	Ha (<0,0001)	Ha (0,01)	Ha (<0,0001)
Granite	B-D	B	A-B-D
Gneiss	B-D-E-F	?	F
Migmatite	F	B-C	F
Schiste	A	A	?
Calcaire et marbre	A-C-F	A	A-C-D-E-F
Mixte	?	?	?

Pour les classes de longueur : A :]93 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]550 m – 850 m], E :]850 m – 1300 m], F :]1300 m – 1850 m].
Pour les classes de largeur : A :]97 m – 200 m], B :]200 m – 350 m], C :]350 m – 550 m], D :]650 m – 850 m], E :]850 m – 1300 m], F :]1300 m – 1850 m].
Pour les classes d'amplitude : A :]20 m – 100 m], B :]100 m – 200 m], C :]200 m – 300 m], D :]300 m – 400 m], E :]400 m – 600 m], F :]600 m – 1070 m].

En ce qui concerne la longueur, les classes de taille moyenne sont caractéristiques des granites (classes B et D, soit des longueurs entre 200 et 350 m et entre 550 et 850 m respectivement). Les classes de taille extrêmes sont caractéristiques des schistes (classes A, soit des longueurs entre 93 et 200 m) et des migmatites (classes F, soit des longueurs entre 600 et 1070 m). Des classes de taille beaucoup plus variées sont caractéristiques des gneiss (classes B-D-E et F) et des roches carbonatées (classes A-C et F). En ce qui concerne la longueur, le seul élément susceptible d'être relevé est une très légère tendance à avoir des cirques d'assez grande longueur dans les roches massives (granites, les gneiss et les migmatites). Cela pourrait traduire l'impact d'une fracturation directionnelle dominante. Il est plus difficile de faire un lien entre cette tendance et l'idée que la forme en creux de nombreux cirques dans les granites, les gneiss et les migmatites dérive d'alvéoles préglaciaires car la significativité par case ne montre aucun lien entre ces types de roches et les grandes largeurs.

En ce qui concerne la largeur, toutes les lithologies sauf les gneiss et les roches mixtes, qui ne sont corrélés à aucune classe de taille, sont significativement dépendantes de largeurs petites et moyennes (classes A ou B ou B et C soit des largeurs entre 97 et 550 m). Cela ne traduit *a priori* rien d'évident, sauf pour les schistes qui sont corrélés à la fois à des longueurs et des largeurs minimales (classe A, soit entre ~ 100 et 200 m, dans les deux cas). Cela s'explique sans doute par la dissection très aisée de ces roches, et donc la multiplication des bassins versants élémentaires, qui ont donné naissance ensuite aux cirques.

En ce qui concerne l'amplitude, la significativité par case confirme de forts liens de dépendance entre les migmatites, les gneiss et les très grandes amplitudes (classe F soit des amplitudes entre 600 et 1070 m). Pour les autres lithologies, on note soit l'absence totale de lien de dépendance entre amplitude et lithologie, cela concerne les schistes et les lithologies mixtes, soit l'existence de liens de dépendance significatifs entre lithologie et une gamme assez large de classes d'amplitude, cela concerne les granites et les roches carbonatées. Certes, cela n'a pas la même valeur sur le plan statistique mais, en définitive, cela revient au même d'un point de vue géomorphologique car, dans les deux cas, on en déduit que les gammes d'amplitude

sont sensiblement comparables quelle que soit la lithologie. On remarque cependant que les granites restent dans la gamme moyenne à faible pour les amplitudes, alors que gneiss et migmatites (roches foliées) sont associés à de fortes amplitudes ; cela s'explique certainement par l'incision fluviale préglaciaire, très difficile dans les granites massifs et plus aisée dans les gneiss ou équivalents.

3.3- Allométrie ou isométrie des cirques glaciaires est-pyrénéens

La recherche de relations d'allométrie ou d'isométrie est mise en œuvre ici pour identifier selon quelles modalités se sont développés les cirques glaciaires est-pyrénéens. Il s'agit en particulier de voir si les reculs de paroi a été plus rapides que l'abaissement des planchers car cela renseigne, *in fine*, la nature des systèmes d'érosion responsables de la mise en creux. Pour plus de détail sur l'origine et la signification des concepts d'allométrie et d'isométrie ainsi que sur les contraintes d'application et les méthodes de calcul, on pourra se référer à la section 3.2.2 du chapitre 1. Les mesures présentées dans cette section portent sur trois types de populations de cirques glaciaires :

- (i) l'ensemble des cirques de rang 1, de rang 2 et de rang 3 du domaine est-pyrénéen
- (ii) les cirques de rang 1 localisés sur le Carlit nord, sur le Carlit sud, sur la Campcardos, etc...
- (iii) et, à titre de comparaison, des cirques élémentaires localisés dans les Sangre de Cristo Mountains au Colorado (Olyphant, 1981) et au Pays de Galles (Evans, 2006). Dans le premier cas, les trois paramètres de taille sont mis en relation avec le volume exprimé en m^3 et mesuré tel que $V = L_o \times L_a \times A^1$. Dans ces conditions, les cirques ont un développement isométrique si les trois coefficients d'allométrie (calculés entre le volume et, respectivement, longueur, largeur, amplitude) sont proches de 1/3. Ils ont un développement allométrique si les coefficients d'allométrie sont différents de 1/3. Dans le second cas, la taille globale du cirque est également évaluée à partir du volume tel que $V = L_o \times L_a \times A$, mais ce volume est transformé en mètres linéaires en calculant sa racine cubique. Dans ces conditions, les cirques ont un développement isométrique si les trois coefficients d'allométrie sont proches de 1. Ils ont un développement allométrique si les coefficients d'allométrie sont différents de 1.

3.3.1- Une question d'échelle des formes ?

Les résultats associés aux trois populations de cirques glaciaires est-pyrénéens (rang 1, rang 2 et rang 3) indiquent que les modalités de croissance des cirques glaciaires ne sont pas identiques entre les cirques de rang 1, les cirques de rang 2 et les cirques de rang 3 (Tabl. 8.20).

En effet, les coefficients d'allométrie associés aux cirques élémentaires indiquent un développement isométrique de la forme en creux ; cela signifie que les trois paramètres de taille croissent au même rythme. Ce résultat est en contradiction avec les données obtenues dans les Sangre de Cristo Mountains au Colorado (Olyphant, 1981) et au Pays de Galles (Evans, 2006) où un développement allométrique a été mis en évidence. Dans les deux cas,

¹ Rappelons qu'en stricte logique les relations d'allométrie doivent être calculées sur la base d'unités de mesure identiques, ce qui n'est pas le cas ici.

les murailles de fond de cirque reculent à un rythme plus rapide que l'abaissement des planchers. Des modalités de croissance de ce type sont en revanche caractéristiques des cirques de rang 2 est-pyrénéens. En effet, les coefficients d'allométrie montrent que les cirques de ce rang s'allongent plus vite (coeff. all de 1,12) qu'ils se creusent (coeff. all de 1,021) ; par contre ils s'élargissent (coeff. all de 0,860) moins vite qu'ils se creusent (coeff. all de 1,021). Les cirques de rang 3 montrent quant à eux des modalités de croissance totalement différentes de celles observées sur les cirques élémentaires et les cirques de rang 2 évoquées *supra* puisque les planchers s'abaissent à un rythme sensiblement plus rapide (coeff. all de 1,206) que les parois reculent, ces dernières reculant plus vite dans le sens de la largeur (coeff. all de 0,98) que dans le sens de la longueur (coeff. all de 0,86). Il faut néanmoins signaler que les coefficients de déterminations associés aux cirques de rang 3 sont sensiblement plus faibles (R^2 de 0,605, de 0,399 et de 0,573) que ceux associés aux deux autres rangs (R^2 entre 0,605 et 0,865).

Tabl. 8.20 : Base de comparaison des coefficients d'allométrie obtenus sur l'ensemble des cirques glaciaires est-pyrénéen (rang 1, rang 2 et rang 3)

		Entre Longueur et taille globale ¹	Entre largeur et taille globale ¹	Entre Amplitude et taille globale ¹
Olyphant (1981)	coeff. all.	0,38	0,4	0,22
Sangre de Cristo Mountains (Colorado)	R^2	0,83	0,86	0,77
Evans (2006)	coeff. all.	1,12	0,98	0,90
Pays de Galles	R^2	0,86	0,68	0,61
Pyrénées orientales	coeff. all.	1,05	0,97	0,98
Rang 1	R^2	0,865	0,690	0,680
Pyrénées orientales	coeff. all.	1,12	0,860	1,021
Rang 2	R^2	0,825	0,605	0,683
Pyrénées orientales	coeff. all.	0,81	0,98	1,206
Rang 3	R^2	0,605	0,399	0,573

¹ : correspond au volume exprimé en m³ dans les travaux de Olyphant (1981) et à la racine cubique du volume exprimé en mètres linéaires dans l'étude de Evans (2006) et dans ce travail.

3.3.2- Une question de localisation géographique ?

On retrouve la même tendance au développement isométrique des cirques élémentaires sur la plupart des massifs du domaine est-pyrénéen (Tabl. 8.21). Seuls trois d'entre eux font exception (Campcardos, Mont ceint et Arize) mais ces massifs ne montrent pas tous les mêmes formes de développement allométrique.

Le massif du Campcardos est caractérisé par un développement plus rapide des paramètres longueur (coeff. all de 1,198) et largeur (coeff. all de 1,373) que du paramètre amplitude (coeff. all de 0,429). Cela signifie que les parois reculent plus rapidement que les planchers ne s'abaissent. Cela n'est pas sans intérêt car, dans ce massif méridional, les paléoenglacements quaternaires étaient de taille relativement réduite et très réactifs aux changements climatiques, y compris aux fluctuations intra cycle glaciaire, et il est possible que le développement allométrique de ces cirques de rang 1 s'explique par une occurrence des crises paraglaciaires plus élevée qu'ailleurs. En effet, les quantifications du rythme de l'érosion glaciaires réalisées sur la base d'une estimation du volume sédimentaire würmien de la marge sud-est du massif du Carlit ont permis d'aboutir à l'idée que plus les fluctuations glaciaires sont nombreuses, plus les cycles « crises paraglaciaire-érosion glaciaire » se multiplient, ce qui favorise le raidissement et le recul des versants au détriment de la

dénudation sous-glaciaire (cf Tabl. 7.5 et section 4.3.2 du chapitre 7). Cependant, si cette tendance au développement allométrique des cirques du Campcardos était réellement et très fortement corrélée au caractère fluctuant des paléoenglacements et à l'occurrence des crises paraglaciaires, on devrait observer sur le Carlit sud des relations d'allométrie comparables à celles mises en évidence sur le massif de Campcardos. Or, il n'en est rien. Sur le Carlit sud, les trois coefficients d'allométrie sont proches de 1 avec d'ailleurs des coefficients de détermination sensiblement améliorés par rapport à ceux du Campcardos. C'est particulièrement net en ce qui concerne l'amplitude puisque R^2 n'est que de 0,224 sur le Campcardos contre 0,693 sur le Carlit sud. En revanche, les cirques élémentaires du Mont Ceint se caractérisent par un développement allométrique tout à fait comparable à celui observé sur le Campcardos alors qu'aucun élément ne permet *a priori* de penser que l'englacement des cirques du Mont Ceint a été plus fluctuant qu'ailleurs. Ce massif se situe en position de premier front montagneux par rapport aux flux humides venus du nord-ouest et l'essentiel des planchers de cirque se tient dans des tranches d'altitudes sensiblement plus élevées que la ligne d'équilibre glaciaire locale (LEG vers 1400-1500 m sur le Mont Ceint, 1^o quartile à 1550 m et moyenne à 1640 m, Tabl. 2.1 et Tabl. 8.5). Enfin, le massif de l'Arize, pourtant situé une dizaine de kilomètres au nord du Mont Ceint, montre un développement allométrique sensiblement différent de celui observé sur les cirques élémentaires du Campcardos et du Mont Ceint. Ici, les planchers s'abaissent à un rythme sensiblement plus rapide (coeff. all de 1,211) que les parois reculent dans le sens de la largeur (coeff. all de 0,986) et surtout le sens de la longueur (coeff. all de 0,803).

**Tabl. 8.21 : Allométrie ou isométrie des cirques élémentaires est-pyrénéens.
Base de comparaison entre massifs.**

		Entre Longueur et Volume ¹	Entre largeur et Volume ¹	Entre Amplitude et Volume ¹
Carlit nord	coeff. all.	1	0,967	1,032
	R^2	0,822	0,681	0,649
Carlit sud	coeff. all.	0,975	0,940	1,085
	R^2	0,847	0,660	0,693
Campcardos	coeff. all.	1,198	1,373	0,429
	R^2	0,847	0,764	0,224
Aston des crêtes	coeff. all.	1,064	0,964	0,971
	R^2	0,881	0,683	0,709
Aston des plateaux	coeff. all.	1,059	0,914	1,026
	R^2	0,830	0,615	0,653
Bassiès	coeff. all.	1,039	0,968	0,993
	R^2	0,874	0,777	0,817
Mont Ceint	coeff. all.	1,245	1,017	0,737
	R^2	0,975	0,778	0,616
Trois Seigneurs	coeff. all.	1,017	1,043	0,940
	R^2	0,760	0,684	0,733
Arize	coeff. all.	0,803	0,986	1,211
	R^2	0,826	0,651	0,764
Tabé	coeff. all.	1,076	1	0,921
	R^2	0,919	0,795	0,789
Pailhères	coeff. all.	0,964	0,983	1,052
	R^2	0,876	0,759	0,739

¹: correspond à la racine cubique du volume exprimé en mètres linéaires conformément à Evans (2006).

Au total, rien ne permet de penser que le style des paléoenglacements, *via* l'occurrence des crises paraglaciaires, conditionne fortement les modalités de façonnement des cirques glaciaires. La règle, dans notre domaine, semble une tendance au développement isométrique des cirques élémentaires, ce qui est contradiction avec d'autres travaux (Tabl. 8.20). Mais lorsque ponctuellement l'allométrie domine, cela s'explique sans doute plus par des raisons morphostructurales (poids de la topographie préglaciaire, réseaux de fractures, sens de la foliation des roches, etc...) que par le contexte paléoclimatique ; c'est tout au moins ce que suggère la répartition géographique des trois massifs caractérisés par une croissance allométrique des cirques de rang 1. Cela reste bien évidemment à prouver sur des bases plus tangibles que les traitements statistiques proposés ici. Cependant, les analyses bivariées présentées dans la section 3.2 fournissent plusieurs signes qui ne sont certainement pas sans lien avec ce qui nous intéresse ici. Rappelons (i) la tendance à avoir des cirques d'assez grande longueur dans les granites, les gneiss et les migmatites attribuée à l'impact possible d'une fracturation directionnelle dominante, (ii) la tendance à avoir des cirques de grande amplitude sur les massifs caractérisés par l'incision fluviale pré-quaternaire la plus vigoureuse et (iii) la tendance à avoir des cirques de petite taille (longueur et largeur) sur substrat schisteux, c'est-à-dire là où la densité de la dissection fluviale préglaciaire à l'échelle des têtes de vallée est maximale.

Conclusion et éléments de discussions

L'analyse univariée de l'ensemble des paramètres morphométriques a permis de mettre en évidence le caractère très homogène du calibre et de la forme des cirques glaciaires est-pyrénéens. En ce qui concerne le calibre, on retiendra que les cirques élémentaires est-pyrénéens sont en moyenne plus courts, plus étroits et surtout moins creux que ceux mesurés dans les Pyrénées aragonaises, les Alpes franco-italiennes et surtout dans les montagnes du Pinde (Garcia Ruiz et al., 2000, Federici & Spagnolo, 2004, Hughes et al., 2007b, Tabl. 8.5). Certes, cela pourrait s'expliquer tout simplement par des appréciations différentes d'un auteur à l'autre de ce qu'est un cirque élémentaire et de la façon de le délimiter (cf. section 1 du chapitre) mais cela paraît peu probable dans la mesure où les cirques de rang 2 et de rang 3 du domaine est-pyrénéen (cf. Tabl. 8.6 à 8.14) sont sensiblement plus étendus que l'ensemble des cirques élémentaires mentionnés *supra*. On note par ailleurs, à travers les paramètres de forme des profils en long et en travers (ratio longueur-amplitude et ratio largeur-amplitude), que les cirques élémentaires des Pyrénées orientales sont sensiblement moins surcreusés que ceux des Pyrénées aragonaises et des Alpes maritimes franco-italiennes mais un peu plus surcreusés que ceux du Pinde (Tabl. 8.5), la tendance au faible surcreusement des cirques glaciaires est-pyrénéens étant nettement accentuée sur les populations de rang 2 et de rang 3.

Les analyses bivariées montrent quant à elles l'absence de contrastes spatiaux évidents au sein du domaine est-pyrénéens. En fait, seule la lithologie suggère indirectement que le calibre des cirques est sans doute conditionné par les caractéristiques du relief préglaciaire (ampleur de l'incision et densité de la dissection fluviale à l'échelle des têtes de vallées). Sinon, contrairement à toute attente, les paramètres de taille que sont la longueur, la largeur et l'amplitude oscillent dans des gammes de valeurs sensiblement comparables quelles que soit (i) la durée des phases d'englacement mesurée à travers l'altitude des planchers des cirques élémentaires localisés sur les massifs de Bassiès, du Mont Ceint, des Trois Seigneurs et de l'Arize, (ii) la densité de l'empreinte glaciaire mesurée à travers le type de crête auxquels les cirques élémentaires sont adossés et (iii) les conditions paléoclimatiques locales approchées à travers l'orientation et un découpage de l'espace en onze massifs représentatifs de la variabilité climatique et paléoclimatique du domaine est-pyrénéen. De même, les rapports

d'allométrie ne sont pas à l'évidence calés sur les vigoureux contrastes paléoclimatiques qui caractérisent pourtant le domaine est-pyrénéen.

Plusieurs raisons peuvent être mises en avant pour expliquer cette absence de contrastes spatiaux en termes de modalités de croissance des cirques (développement tantôt isométrique, tantôt allométrique des cirques suivant les massifs ou les rangs) comme en termes de calibre et de forme actuelle des cirques glaciaires est-pyrénéens.

La première est que la taille, la forme et les modalités de croissance des cirques glaciaires résultent probablement de la conjonction de facteurs multiples qui se combinent entre eux de manière suffisamment variées, en fonction des conditions locales, pour que l'on puisse identifier, à travers le traitement statistique d'une base de données morphométriques, la hiérarchie des facteurs morphostructuraux et/ou morphoclimatique en cause. Autrement dit, la plupart des paramètres explicatifs testés dans ce travail ne conditionnent pas la mise en creux des cirques avec suffisamment de force pour se singulariser dans le cadre d'analyses bivariées.

La deuxième relève plus de la méthode d'échantillonnage mise en œuvre. En effet, la mise en place d'une base de données nécessite de réduire la complexité du réel à une série de modalités, certes censées tronquer le moins possible l'information, mais qui par définition traduisent de manière approximative le jeu réel des combinaisons possibles. Ceci est particulièrement net en ce qui concerne le paramètre lithologie des cirques qui ne renseigne que très grossièrement la réalité du comportement des roches face à l'érosion différentielle. C'est également vrai, mais dans une moindre mesure, pour le paramètre « massif d'appartenance » qui ne renseigne que les grandes lignes des conditions paléoclimatiques locales (façade océanique plus froide et plus humide que la façade méditerranéenne de la chaîne, massifs en position de premier front montagneux face aux flux humides venus du nord ouest, massifs plus abrités et moins enneigés de la haute chaîne axiale...). De même, les conditions microclimatiques ne sont prises en compte que partiellement à travers le paramètre « orientation » et le paramètre « type de crête » qui renseignent notamment les possibilités de suralimentation neigeuse sous le vent de larges topographies planes. Il faudrait prendre en compte aussi les largeurs de zones de suralimentation, la hauteur des parois donnant de l'ombre ou les durées d'ensoleillement possibles en fonction de la topographie et de l'orientation, ce que permettent de faire certaines fonctions sur MNT.

D'autre part, il est probable que le fort contraste climatique et paléoclimatique qui caractérise l'est des Pyrénées, beaucoup plus favorable en termes d'enneigement sur la façade septentrionale plus froide et plus humide que sur la façade méridionale méditerranéenne, s'exprime mal dans la morphométrie des cirques est-pyrénéens car ce contraste paléoclimatique de façade a été compensé, au moins en partie, par l'importance des effets de suralimentation neigeuse sous le vent des larges topographies planes qui caractérisent les massifs méridionaux. Compte tenu de cela, il n'est pas certain que la prise en compte des cirques les plus orientaux et méridionaux de la chaîne (Madrès, Dourmidou, Canigou, Puigmal-Carança...), où l'effet de suralimentation est plus essentiel encore que sur le Carlit sud et le Campcardos, change le résultat. Dans ces massifs marginaux, surtout dans leurs secteurs situés peu au dessus de la LEG, la plupart des cirques très bien dessinés et à parois rocheuses sont exposés au sud, au sud-est ou à l'est, alors qu'aucun cirque net n'est exposé au

nord (cas des *plas* du Puigmal et de ceux entre Canigou et Carançà) ou à l'ouest (cas du Madrès et du Dourmidou).

Enfin, il faut bien admettre que les modalités de façonnement des cirques glaciaires est-pyrénéens, contrairement à ce que nous avons initialement envisagé, s'expliquent plus par les caractéristiques paléotopographiques et structurales du bassin glaciaire que par des paramètres morphoclimatiques. En effet, dans les chapitres précédents, nous avons envisagé, dans le prolongement des auteurs anglo-saxons (Olyphant, 1981 ; Evans, 2006), que la mise en évidence de la croissance allométrique d'un cirque glaciaire, plus par recul de paroi que par abaissement des planchers, traduit la prépondérance des processus para et/ou périglaciaires sur les processus d'érosion glaciaire proprement dits. D'une certaine manière, l'analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens que nous venons de conduire montre que ces postulats doivent être remis en cause. En effet, les lois d'allométrie renseignent les modalités de croissance d'un objet depuis son existence initiale : sa naissance dans le cas d'un organisme vivant¹. Or, il n'est pas du tout certain que l'intégralité de la forme en creux qui caractérise les cirques glaciaires soit le fait des systèmes d'érosion glaciaires et paraglaciaires qui se sont succédés durant le Quaternaire. On retrouve ici le débat sur le statut de la forme en géomorphologie, forme exprimant la dynamique de processus fonctionnels sur la longue durée (ici le temps est durée), ou formes palimpseste intégrant des ruptures et des séquences morphogéniques très diverses (ici le temps est histoire, cf. sections 3.1 et 3.2 du chapitre 1). Pour appuyer cette remarque on rappellera que des altérites évoluées existent au plancher de certains cirques, que, sur les plateaux du Carlit comme ceux de l'Aston, bien des cirques ne sont que le prolongement amont des *plas* subculminants et peuvent donc s'interpréter comme des *embayments* néogènes (Fig. 2.12-D, Fig. 5.46, Fig. 5.51, Fig. 5.52, Fig. 5.58).

Au total, on retiendra que la morphométrie des cirques glaciaires n'est probablement pas le meilleur marqueur de la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire. Un traitement comparable appliqué aux vallées serait peut-être plus parlant. Quelques tentatives existent (Li et al., 2001 et section 3.2.2 du chapitre 1). Cela impliquerait à la fois un travail sur la hiérarchie des réseaux et des confluences-transfluences-diffuences, sur les profils en travers et en long des auges, l'importance des surcreusements et la fréquence des ombilics. Une autre approche consiste à intégrer la place des héritages préglaciaires (Peulvast, 1985 ; Ballantyne, 1994 ; Le Cœur, 1994 ; André, 2007). Les lanières de hautes surfaces situées en position supraglaciaire et préservées par la morsure des cirques, les paléotopographies pré-quaternaires partiellement remodelées en paysages du type *areal scouring* ou les restes d'altérites constituent autant de jalons en négatifs de la variabilité de l'impact géomorphologique qui méritent d'être pris en compte. Sur ces objets et les formes glaciaires qui s'inscrivent dans leur prolongement, il devient maintenant possible d'appliquer des méthodes de quantification de l'érosion à partir de l'accumulation des isotopes cosmogéniques dans les premiers mètres de la croûte terrestre. On a pu les tester ponctuellement à travers les héritages de ¹⁰Be sur verrou (cf. section 1.5.3 du chapitre 6 et section 4.3.2 du chapitre 7) ; il y a là des aspects prometteurs qu'il faudra développer.

¹ Rappelons que ces concepts sont issus de la biologie (cf. section 3.2.2 du chapitre 1)

Conclusion Générale : bilan des acquis et perspectives de recherches

Ce travail sur l'impact géomorphologique des glaciations dans le domaine est-pyrénéen nous a conduit à ouvrir plusieurs pistes de recherche dont il convient maintenant de dresser un bilan. Ce bilan des acquis reprend bien sur les grandes lignes de ce qui a été dit dans les conclusions partielles mais il tente aussi de croiser les apports des différents chapitres, d'élargir les discussions en proposant des éléments de comparaison avec d'autres montagnes des latitudes moyennes et de faire le point sur les perspectives de recherche que ce travail suscite.

1- Des progrès significatifs en termes de connaissance des paléoenglacements quaternaires

** Des emprises spatiales MEG Würm et pré-würm précisées sur le bassin glaciaire ariégeois*

L'emprise spatiale des maxima d'englacement würmien et pré-würmien (MEG würm et pré-würm) était mal définie sur le bassin glaciaire ariégeois car les dépôts glaciaires n'avaient jusqu'alors fait l'objet d'aucune analyse de l'état d'altération comparable à celle menée sur les bassins glaciaires de Cerdagne et de Capcir (Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004) ou sur les nappes fluvioglaciaire de l'avant-pays nord-pyrénéen (Hubschman, 1973, 1975, 1984). En effet, les reconstitutions paléogéographiques proposées en 1985 par F. Taillefer (Fig. 3.2) reposent exclusivement sur des arguments morphostratigraphiques : les formes construites bien préservées et en position interne, vallum morainiques et replats d'obturation latérale, sont attribuées au Würm, par analogie au modèle alpin, tandis que les dépôts morainiques mal préservés, placages de tills épars sur les versants ou blocs erratiques isolés, et les obturations latérales situées en position externe sont attribués au Riss, quel que soit leur état d'altération. Par exemple, les obturations latérales de St Paul de Jarrat et de Cadirac sont assimilées au « stade de Foix » alors que V. Andrieu a démontré l'écart d'altération qui sépare ces deux remplissages sédimentaires (Andrieu, 1983). D'autre part, faute de réellement envisager la logique des raccords amont-aval entre les différentes morphostratigraphies établies à l'échelle du segment de vallée (bassin de Foix-Montgaillard, bassin de Tarascon, Val d'Ariège entre Ax-les-Thermes et Tarascon), la paléogéographie de l'emprise würmienne maximale que propose F. Taillefer (1985, Fig. 3.2-B) présente un certain nombre d'incohérences géographiques parmi lesquelles un toit du glacier würmien vers 1270 m d'altitude au niveau du col de Larnat et seulement vers 1090 m d'altitude, 20 km en amont au niveau de l'obturation d'Ascou-La Forge.

Dans ce travail, la prise en compte des paramètres altérologiques de terrain couplés à une cartographie systématique des dépôts morainiques, fluvioglaciaires et glaciolacustres, a permis (i) de redéfinir la position du MEG Würm sur le bassin glaciaire ariégeois (Fig. 5.44 et 5.45) dans une position sensiblement plus étendue que celle proposée par F. Taillefer en 1985 (Fig. 3.2-B) et (ii) de localiser, partiellement faute de jalons morainiques suffisamment nombreux, l'emprise spatiale maximale de deux de cycles glaciaires pré-würmiens différents : une génération raccordée aux nappes alluviales T2 et donc probablement contemporaine du

cycle glaciaire immédiatement antérieur à l'Eémien (le Riss, MIS 6). Cette génération se caractérise par une emprise spatiale située 50 à 100 m au-dessus des jalons morainiques MEG Würm sur les versants du bassin glaciaire ariégeois et 4 km en aval du front würmien dans l'axe de l'Ariège contre seulement quelques centaines de mètres sur le Carol et l'Angoustrine. Une génération plus ancienne est soulignée par les jalons morainiques de Quéménailles, Mentiès et surtout les blocs erratiques perchés entre 450 et 500 m d'altitude sur le Pech de Varilhes, 8 km en aval du front würmien. Ces jalons morainiques épars sont corrélables à la nappe T4 de la plaine de Pamiers et sont probablement l'équivalent ariégeois de la génération M3 définie sur les complexes terminaux de Cerdagne et de Capcir (Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004). La position très perchée de ces jalons morainiques souligne le caractère beaucoup plus étendu de ce cycle glaciaire quaternaire moyen sur le bassin glaciaire ariégeois que sur les langues du Carol et d'Angoustrine où le front M3 se tient ~ 2 km en avant du front würmien ou que sur la Têt, la Lladure-Vallserra et le Galbe où les trois générations de fronts morainiques se télescopent et forment une seule entité morphologique.

En définitive, l'emprise relative des paléoenglacements maxima würmiens et pré-würmiens mise en évidence dans l'est des Pyrénées est très proche de celle mise en évidence dans la plupart des montagnes d'Europe occidentale et du domaine méditerranéen. Par exemple, dans les Alpes, l'emprise glaciaire würmienne maximale est très comparable, quoi que légèrement inférieure, à celle des cycles glaciaires plus anciens. Sur le lobe lyonnais, le front rissien se tient 10 à 40 km en avant du front würmien et, dans le Jura, le décalage est au plus de 20 km (Buoncristiani & Campy, 2004). Sur les fronts sud-alpins de Lombardie et du Piémont, toutes les cycles glaciaires se télescopent dans les complexes morainiques terminaux sur une largeur de 10 km au plus (complexe d'Ivréa, du Verbano, du lac de Garde, Bini & Zuccoli, 2004 ; Castiglioni, 2004). Sur le piémont nord des Alpes, le décalage est tout aussi faible vers Salzburg (10 à 15 km) mais s'accroît plus à l'est puisqu'il est de 40 km environ sur l'Enns (Van Husen, 2004). On retrouve un schéma similaire dans le Massif Central et les Vosges mais aussi plus au sud, dans les montagnes ibériques où un Würm extrêmement développé est décrit de la Galice aux Cantabriques (Pérez Alberti & Valcárcel Díaz, 1997 ; Sánchez Frochoso & Castañon Alvarez, 1997 ; Alonso, 1997) et dans les montagnes portugaises (Sierra d'Estrella : Daveau, 1971 et Sierra Do Gerês : Coudé-Gaussen, 1981). Il en va de même dans les Celtibériques (Lemartinel, 2004) et la Sierra Nevada où un écart de 300 m de dénivelé semble séparer le Riss et le Würm (Lhenaff, 1977 ; Gomez Ortiz & Salvador i Franch, 1997). Dans les montagnes corses, les fronts würmiens se sont avancés jusque vers 1000 m d'altitude, en témoigne les constructions morainiques très fraîches, tant dans les formes que le matériel, que l'on rencontre dans tous les massifs qui culminent à plus de 2000 m d'altitude (Conchon O., 1975). Par ailleurs, plusieurs éléments suggèrent que l'emprise spatiale atteinte au cours du cycle würmien est très proche de celle atteinte au cours des cycles glaciaires antérieurs : (i) les dépôts morainiques ou fluvioglaciaire altérés situés en avant des fronts würmiens sont extrêmement rares et, lorsqu'ils existent (cas sur la vallée du Golo), ils se tiennent quelques centaines de mètres seulement en aval des fronts würmiens. (ii) Le profil des vallées ne montre aucune trace évidente du passage des glaciers en aval des constructions morainiques qui jalonnent l'emprise würmienne. Enfin, un schéma comparable semble caractériser l'Apennin où, sur le Campo Imperatore par exemple, l'écart est très faible entre moraines würmiennes et pré-würmiennes (Jaurand, 1998 ; Giraudi, 2004).

Certaines montagnes méditerranéennes semblent caractérisées au contraire par des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens d'ampleur très différentes. Par exemple, sur les basses montagnes humides de Croatie littorale, le maximum würmien est bien développé avec des fronts à 800 m d'altitude mais des paléoenglacements pléistocène moyen beaucoup plus

étendus, développés jusqu'au littoral et même jusqu'aux îles, sont attestés sur la base de données sédimentologiques (Marjanac & Marjanac, 2004). Par contre, dans les montagnes du Pinde, les paléoenglacements würmiens seraient exclusivement cantonnés aux cirque avec des emprises spatiales deux fois plus réduites que celles du stade isotopique 6 (MIS 6, équivalent Riss) et dix fois plus réduites que celles du stade isotopique 12 (MIS 12), c'est-à-dire le Quaternaire moyen (Hughes, 2007a). Cet énorme contraste n'a pas réellement d'équivalent dans les autres montagnes de la Méditerranée orientale où la glaciation würmienne est toujours présumée presque aussi importante que les précédentes. En Turquie, les altitudes indiquées pour la ligne d'équilibre glaciaire würmienne impliquent un englacement contemporain considérable dans le Taurus comme les chaînes Pontiques (Çiner, 2004). Dans le nord des Balkans (Macédoine et Monténégro), c'est aussi un important englacement würmien qui est signalé, en particulier dans le mont Orjen qui dépasse à peine 1800 m, avec une LEG à 1300 m (Menkovic et al., 2004). Dans les Carpathes de Transylvanie, on retrouve les mêmes géométries que dans les Pyrénées avec au plus un écart de 200 m de dénivelé entre les fronts rissiens et würmiens (Urdea, 2004). Cependant, un article plus récent replace dans le Würm ancien ce qui était initialement interprété comme du Riss et dans le Würm récent, voire le Tardiglaciaire, l'emprise glaciaire qui était antérieurement attribuée au maximum würmien (Reuther et al., 2007). Enfin, la carte de l'englacement würmien du Caucase illustre l'ampleur de ce dernier avec un dispositif géographiques en définitive assez comparable à celui des Pyrénées : des langues jusqu'à 55 km de long sur sa façade septentrionale (Gobejishvili, 2004) et sensiblement plus réduite sur la façade méridionale, en particulier sur le tiers orientale de la chaîne.

**** La chronologie des cycles glaciaires quaternaires reste fondamentalement relative***

L'emprise spatiale des maxima d'englacement würmiens et pré-würmiens étant définie sur le bassin glaciaire ariégeois (chapitre 5) comme sur les petits bassins glaciaires de la façade méditerranéenne (Gourinard, 1971, Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004), nous avons cherché à préciser à quel stade isotopique global (MIS : *marine isotopic stage*) ces stades d'englacement maxima peuvent être assimilés. Depuis la mise en évidence de la pluralité des glaciations pyrénéennes (Alimen, 1964 ; Icole, 1973 ; Hubschman, 1975), les distinctions entre les différentes générations de dépôts morainiques et fluvioglaciaires reposent sur une gamme de critères fondamentalement relatifs parmi lesquels l'état d'altération des matrices et des fractions grossières, les degrés de pédogenèse et l'étagement des nappes fluvioglaciaires. Or, le temps nécessaire pour altérer une nappe de galets ou un placage de tills n'est connu que de manière très approximative d'autant que les durées varient fortement en fonction des conditions topo-climatiques locales et régionales ; le passage des chronologies relatives aux chronologies absolues continue donc de poser un certain nombre de questions.

- (i) Concernant la coupure entre le Riss (MIS 6) et le Würm (MIS 2, 3, 4 et une partie du MIS 5), J. Hubschman (1975) envisageait que les altérations et pédogenèses développées sur les nappes T2 (Basse Boulbonne en Ariège) sont suffisamment nettes pour que la nappe fluvioglaciaire se soit mise en place avant l'interglaciaire Éémien, et donc soit attribuée au Riss (MIS 6). De même, en Cerdagne et Capcir, M. Calvet (1996) attribue les nappes fluvioglaciaires et constructions morainiques de la génération T2/M2 au cycle glaciaire immédiatement antérieur à l'Éémien, c'est-à-dire le Riss. Mais il n'est pas totalement exclu d'envisager que cette génération T2/M2 correspond en fait au Würm ancien tandis que la génération T1/M1 correspond au Würm récent, comme certains auteurs ont été amenés à le faire sur la base de données cosmogéniques sur constructions morainiques, par exemple dans les Carpathes

(Reuther et al., 2007). Certes, cela paraît peu probable compte tenu du net déboitement entre les nappes T1 et T2 et du fort contraste d'altération observés à l'échelle du domaine est-pyrénéen (Gourinard, 1971 ; Hubschman, 1975 ; Calvet, 1996) mais, faute de datations absolues fiables, l'hypothèse reste ouverte.

(ii) Les dépôts morainiques les plus anciens identifiés sur les marges externes des complexes terminaux de Cerdagne et de Capcir (Génération M3, Calvet, 1985, 1996, 1998, 2004) ainsi que sur les versants du bassin glaciaire ariégeois (Chapitre 5) sont attribués à un cycle glaciaire quaternaire moyen sans que l'on sache réellement à quel stade isotopique ce maximum d'englacement correspond. Dans ce cas aussi, toutes les hypothèses restent envisageables, entre les MIS 8, 10, 12, 14, 16, voire 18 et 22. Comme ailleurs en Europe, nous butons sur les inconnues du Quaternaire inférieur et moyen en domaine continental.

Les tentatives de datations absolues des stades d'englacements maxima würmiens et pré-würmiens réalisées dans ce travail constituent donc un premier ballon d'essai. On disposait certes des données radiométriques de Niaux (Sorriaux, 1981, 1982 ; Bakalowicz et al., 1984) mais toute corrélation directe entre les données U-Th obtenues sur l'enregistreur karstique et les séquences de dépôts glaciaires identifiées dans les vallées s'avère totalement impossible. Il en va de même plus à l'ouest, où le karst interne de la Pierre-Saint-Martin a permis d'individualiser et de dater plusieurs glaciations du Pléistocène moyen (Quinif & Maire, 1998), que l'on ne sait pas corréler avec les dépôts des vallées. Des datations OSL ont été conduites avec succès sur le Cinca, le Gállego et le Valira (cf section 2.2 du chapitre 3) mais cette méthode n'a pas été tentée en priorité sur notre domaine d'étude car les tests réalisés en vue de datations OSL sur les dépôts fluviodeltaïques würmiens d'Ascou-La Forge et des Arènes, en Ariège, et de Barrès sur la Têt se sont avérés négatifs (section 2.1 du chapitre 4). Nous avons donc eu recours aux datations par l'isotope cosmogénique produit *in situ* ^{10}Be . L'échantillonnage a porté en priorité sur le complexe morainique terminal du Carol car ce dernier montre une continuité parfaite des raccords topographiques entre les constructions morainiques et les nappes fluvioglaciaires contemporaines *a priori* de trois maxima d'englacement différents : M1, peu altéré et raccordé au premier niveau de terrasse héritée, correspond au maximum würmien, M2, nettement plus altéré et raccordé au deuxième niveau de terrasse hérité où les altérations évoluées sont encore plus évidentes, est attribué au Riss et M3, franchement plus altéré encore et raccordé au quatrième niveau de terrasse hérité, est corrélé à cycle glaciaire quaternaire moyen sans que les arguments chronologiques relatifs permettent d'identifier précisément le cycle isotopique auquel ce stade d'englacement maximal peut être assimilé (Calvet, 1996). Le Carol offrait donc la possibilité de confronter directement, sur un même site, des datations absolues à une chronologie relative fondée sur les critères variés : état d'altération des fractions fines et grossières, géométrie des étagements de formes. La méthode de datation mise en œuvre, le ^{10}Be , était *a priori* adaptée car la plage temporelle couverte par la méthode est, dans certaines conditions, de l'ordre de un million d'années (cf. section 2.3.1 du chapitre 4, Fig. 4.7 en particulier). D'ailleurs, ce cosmonucléide a été appliqué avec succès sur les dépôts morainiques pré-würmiens du Jura (Graf et al., 2007). Par contre, les datations ^{10}Be réalisées sur les moraines terminales du Carol n'ont livré des résultats cohérents que pour le Würm (cf section suivante). Manifestement, l'altération et l'écaillage superficiel des blocs erratiques prélevés sur les moraines M2 et M3 des chronologies relatives classiques, voire leur dégagement tardif de la matrice morainique, ont suffisamment rajeuni les surfaces rocheuses pour rendre la méthode de datation utilisée inopérante. Compte tenu de ces résultats, en Ariège, les prélèvements sur blocs erratiques présumés pré-würmiens ont été limités à 4 échantillons seulement ; l'un d'entre eux, le bloc

de Caraybat (site Ariège M), a livré un âge à $122,1 \pm 4,9$ ka. Cela confirme le caractère pré-würmien des blocs erratiques du secteur de Caraybat mais il n'est pas certain que ces blocs allogènes en position très perchée par rapport à l'obturation würmienne de St Paul de Jarrat, plus perchés même que les dépôts d'obturation très altérés d'Antras, soient contemporains du maximum rissien (MIS 6), comme la datation ^{10}Be à $122,1 \pm 4,9$ ka semble l'indiquer. En effet, les datations ^{10}Be livrent des durées d'exposition au rayonnement cosmique et ne permettent pas, contrairement aux données issues du ratio $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$, de reconstituer les grandes lignes de l'histoire d'exposition. Or, sur de telles durées, le risque de dégradation de la surface rocheuse, de basculement ou de déchaussement tardif du bloc erratique échantillonné est grand. De plus, comme les blocs erratiques du secteur de Caraybat sont dispersés sur une bande de 2 à 3 km de large, il n'est pas impossible qu'ils soient en réalité contemporains de stades d'englacements différents, peut-être même de cycles glaciaires différents. Dans ce cas, on peut très bien envisager que le bloc daté à $122,1 \pm 4,9$ est, en effet, contemporain du MIS 6 et que les autres, en position plus perchée et plus externe, sont en fait contemporains de paléoenglacements plus anciens et plus étendus. Mais il ne s'agit là que d'une hypothèse que nous n'avons pas encore la possibilité de confirmer.

Pour aller plus loin, plutôt que multiplier les datations ^{10}Be sur les jalons morainiques en relation avec les paléoenglacements pré-würmiens assez mal préservés sur le bassin glaciaire ariégeois, il serait sans doute plus efficace de réaliser des datations cosmogéniques en profils verticaux sur les nappes fluvioglaciaires de l'avant-pays, à l'image de ce qui a été fait pour les sites éponymes du piémont bavarois (Häuselmann *et al.*, 2007). Dans cette optique, les cibles privilégiées seraient les grandes coupes d'Ur dans le fluvioglaciaire ancien (M3/T4) du Carol, de Tournac dans la nappe proglaciaire T2 altérée de l'Ariège (Basse Boulbonne, Fig. 5.18-A et B), de la gravière de Filatié sur le cône proglaciaire T1 de l'Ariège (Grausse de Pamiers, Fig. 5.18-C et D) et si possible une coupe suffisamment profonde dans la nappe T3 de l'Ariège. En définitive, cette incertitude sur la chronologie absolue des cycles glaciaires pléistocènes pyrénéens laisse cette montagne dans le lot commun des autres montagnes européennes. Dans les Alpes par exemple, les datations absolues fiables et nombreuses ne concernent que le cycle glaciaire würmien. Sur les grands amphithéâtres sud alpins où, à la suite de A. Penck et E. Brückner (1909), P. Gabert (1962) distinguait trois cycles glaciaires sur la base des seuls critères d'altération, treize glaciations sont maintenant individualisées sur la base de critères stratigraphiques mais seule la première et les trois premières sont datées par des âges radiocarbone, le paléomagnétisme ou la palynostratigraphie (Bini & Zuccoli, 2004). La longue séquence stratigraphique du Val de Leffe (Muttoni *et al.*, 2007), datée par biostratigraphie (mammifères et pollens) et paléomagnétisme, ne montre quant à elle que des raccords indirects avec le glaciaire. Elle montre néanmoins que les glaciers atteignant pour la première fois les marges de la chaîne, environ 5 km en amont du site, durant le MIS 22. A notre connaissance, les seules datations absolues couvrant l'ensemble du Pléistocène moyen et supérieur concernent le massif du Pinde où des datations U-Th sur des croûtes calcaires en relations avec des dépôts morainiques et fluvioglaciaires ont permis de situer vers 25 ka, vers 110-120 ka et avant 350 ka les trois stades d'englacements associés (Hughes *et al.*, 2006a). Mais on a vu plus haut que cela pose un problème de géographie des paléoenglacements puisque cela conduit à attribuer à l'ensemble du Würm les seuls dépôts morainiques des cirques ; or, très souvent, y compris en Méditerranée orientale, ce n'est qu'au Tardiglaciaire que les paléoenglacements se sont réfugiés dans les cirques.

*** Une paléogéographie et une chronologie détaillée du cycle glaciaire würmien**

Depuis les années 1980 et la mise en évidence de la pluralité des glaciations pyrénéennes, les travaux portant sur la paléogéographie et la chronologie du cycle glaciaire würmien se sont surtout concentrés sur la partie centrale et occidentale de la chaîne tandis que le domaine est-pyrénéen restait largement inexploré (cf. section 3.1 et 3.2 du chapitre 3, en particulier les tableaux 3.1 et 3.2). Pourtant, les dépôts würmiens y sont en moyenne très bien préservés, ce qui est d'ailleurs, très probablement, à l'origine de la théorie monoglaciale qui s'est si tardivement imposée comme le modèle d'interprétation du Quaternaire pyrénéen auprès des chercheurs travaillant sur cette montagne. Dans ce travail, une cartographie détaillée des formes et formations glaciaires faiblement altérées situées sur la marge sud-est du massif du Carlit et sur le bassin glaciaire ariégeois mais aussi et surtout la production d'une longue série de datations ^{10}Be ¹, pour la plupart très cohérentes avec les données ^{14}C , U-Th et palynostratigraphiques disponibles régionalement, permettent de proposer une vision totalement renouvelée du cycle glaciaire würmien dans le domaine est-pyrénéen. Les principaux apports de ce travail concernent donc (i) la cinématique des stades de déglaciation postérieurs au MEG Würm, dont aucune reconstitution précise n'avait encore été proposée à une échelle spatiale aussi large, et (ii) la chronologie absolue de ces différents stades d'englacement.

À cet égard, la problématique posée depuis longtemps est celle du synchronisme ou asynchronisme du MEG Würm par rapport au calendrier isotopique global. Le schéma proposé depuis les années 1980 pour les Pyrénées, principalement sur la base de données palynologiques et radiocarbones (cf. section 3.1 et 3.2), comme celui observé dans les Vosges (Seret et al., 1990) ou les Alpes occidentales (Mandier, 1988b ; Mandier et al., 2003 pour le complexe morainique terminal du Rhône, Blavoux, 1988 ; Monjuvent & Nicoud, 1988a pour le bassin lémanique, Triganon et al., 2005 ; Guyomard et al., 2007 pour le plateau d'Evian), était celui d'un déphasage, avec un MEG Würm ancien à moyen et un Würm récent légèrement en retrait pour les uns (Mandier, 1988b ; Mandier et al., 2003), sensiblement en amont pour les autres Blavoux, 1988 ; Monjuvent & Nicoud, 1988a ; Triganon et al., 2005 ; Guyomard et al., 2007). Ce schéma d'une expansion asynchrone des glaciations de montagnes par rapport au calendrier isotopique a fait l'objet d'un certain consensus pour la France et l'arc alpin occidental (Monjuvent & Nicoud, 1988b), mais aussi dans de grandes synthèses à vocation géodynamique globale (Gillespie & Molnar, 1995). Ces derniers auteurs, sur la base de 56 exemples de glaciers de montagne répartis sous toutes les latitudes, retiennent l'idée d'un asynchronisme très général, probablement lié au caractère relativement sec du dernier pic de froid attesté globalement, puisque seuls cinq à six exemples montrent une coïncidence de l'expansion würmienne maximale avec le MIS 2. Ce sont en particulier les Alpes suisses et autrichiennes (Schlächter, 1988, Ivy-Ochs *et al.*, 2006), le Jura (Campy et Richard, 1988) et le bassin de la Durance (Jorda, 1988 ; Jorda *et al.*, 2000). Cet asynchronisme du MEG Würm a été radicalement remis en cause très récemment dans les Pyrénées, par le premier travail mettant en œuvre des datations ^{10}Be et consacré à la vallée de la Noguera Ribagorçana (Pallas et al., 2006). Il est vrai que la plupart des datations cosmogéniques acquises ces dernières années, par exemple dans les Alpes (Ivy Ochs et al., 2004 ; 2006), les chaînes Pontiques (Akçar et al., 2008) ou les Carpathes (Reuther et al., 2006) allaient dans le même sens. La chronologie du Würm que nous proposons dans ce travail offre quant elle une vision plus nuancée qui, d'une certaine manière, réconcilie les positions divergentes antérieures.

¹ Sur un total de 83 résultats ^{10}Be sur l'ensemble du domaine d'étude, 66 concernent des dépôts würmiens et 14 des dépôts pré-würmiens.

- *Un englacement MEG Würm généralisé.* L'image du maximum d'extension würmien est proche d'un véritable dôme de glace culminant localement à plus de 2600 m mais d'où émergent encore les principales lignes de crêtes. De nombreuses transfluences occupent les cols de haute altitude du faîte de la chaîne et d'autres jusqu'en dessous de 2000 m d'altitude connectent les différents bassins versants : entre Aude et Ariège par le col de Pailhères, entre Ariège et Hers par le col de Marmare, entre Carol et Ariège par le Puymorens, entre Vicdessos et bassin du Salat par le port de Lhers. Cette zone d'alimentation a nourri de nombreuses langues confluentes longues de 15 à 20 km sur la façade méridionale et de l'ordre de 70 km sur l'Ariège, épaisses de quelques centaines de mètres au sud et jusqu'à 900 m en Ariège.

- *Les premières phases de retrait dans les vallées.* Sur les deux versants, on a pu retrouver un schéma comparable. Le premier stade de retrait, Barrès sur la Têt et Garrabet en Ariège, ont reculé de quelques centaines de mètres sur la Têt et de 7 km environ en Ariège, mais le retrait n'est pas aussi perceptible dans les amonts où l'emprise Garrabet et Barrès tendent à se confondre avec celle du MEG Würm. En revanche, aux stades Borde, sur la Têt, Bompas-Arignac et Bernière, en Ariège, les fronts glaciaires sont encore relativement proches des fronts MEG Würm mais témoignent d'un très net amaigrissement de la masse de glace, probablement lié aux premières disjonctions : sur l'Ariège, où la langue ne dépasse plus guère 300 à 400 d'épaisseur en amont de la cluse d'Ussat, ce sont celles du Vicdessos, de la Courbière, de la Lauze et des glaciers locaux de la Tabe.

- *La déglaciation des hautes vallées et des cirques.* Elle n'a été détaillée que sur la marge sud-est du massif du Carlit et les corrélations avec l'Ariège deviennent difficiles sur la seule base de la géométrie des paléoenglacements en raison du contraste dans l'ampleur relative des englacements résiduels sur les deux façades de la chaîne. C'est une période de disjonction généralisée et de débâcle extrêmement rapide. En Ariège, aucun front de retrait n'a pu se mettre en place sur 30 km et on a individualisé seulement le stade de Petches à l'orée du bassin d'Aix-les-Thermes ; il correspond encore sur l'Ariège seulement à une langue d'une vingtaine de kilomètres. Sur la Têt, quatre stades de retrait s'échelonnent jusqu'à l'entrée des cirques. Dans les cirques, on a décrit à la fois des cordons morainiques et des glaciers rocheux.

Ces reconstitutions paléogéographiques sont une succession d'instantanés qui peuvent donner l'illusion d'un processus de déglaciation progressif et continu et dont les parentés physiologiques d'un bassin à l'autre sur la base des seules morphostratigraphies peuvent s'avérer illusoire. Pour fixer dans le temps ces différentes paléogéographies, nous avons envisagé de croiser trois méthodes de datations différentes, le ^{14}C , l'OSL et le ^{10}Be , mais seule cette dernière a donné des résultats cohérents et suffisamment nombreux pour couvrir l'ensemble du domaine d'étude. Par ailleurs, les datations ^{10}Be ont permis de restituer une vision du cycle glaciaire würmien beaucoup plus mobile et dynamique que celles livrées par les chronologies relatives, ce qui est en accord avec le caractère très fluctuant des enregistrements paléoclimatiques globaux.

- *Dater le MEG Würm.* Les données ^{10}Be produisent une image contrastée du MEG Würm sur les deux versants de la chaîne. Sur la façade méridionale, les données brutes pourraient remettre en cause la chronologie pyrénéenne classique. En effet, elles donnent des âges würm récent aussi bien sur le vallum frontal de Mont-Louis que sur

la moraine fronto-latérale droite du Carol (cf. sections 3.1.2 du chapitre 6), à l'image du schéma proposé pour la Noguera Ribagorçana (Pallas et al, 2006), où néanmoins les complexes frontaux sont assez mal conservés. Mais on a montré que, sur le Carol et sur la Têt, les fronts würmiens sont constitués de plusieurs cordons morainiques très faiblement déboîtés les uns par rapport aux autres et que, dans les deux cas, l'échantillonnage a porté sur les formes construites les mieux préservées, laissant de côté les cordons würmiens plus dégradés, aux formes plus abâtardies et situées en position plus externe. Or, ces derniers pourraient être contemporains du Würm moyen-ancien. C'est tout au moins ce que suggèrent les données ^{10}Be acquises sur le bassin ariégeois où deux sites d'échantillonnage indiquent que le maximum würmien est relativement ancien, antérieur au MIS 2. (i) Sur le verrou du Barri, qui domine de 90 m le vallum de Garrabet, un bloc daté à 80 ka, d'aspect parfaitement frais, est directement posé sur le substrat rocheux, sans matrice morainique et jalonne probablement le moment à partir duquel l'emprise würmienne maximale est atteinte sur le bassin glaciaire ariégeois. (ii) Un âge ^{10}Be à 35 ka sur la moraine latérale MEG Würm de Larcat pourrait indiquer l'existence d'une deuxième grande poussée glaciaire comparable à la précédente. Le MIS 2 correspond quant à lui probablement au vallum de Garrabet mais ce dernier n'a pu être directement daté.

- *D'amples fluctuations intra-würmiennes jusqu'alors inaperçues.* Les données ^{10}Be sur un verrou ariégeois en aval de Tarascon (site de Pujoles amont) permettent d'argumenter l'existence d'une déglaciation intra-würmienne. En effet, ce verrou présente avec certitude un héritage d'exposition (âge ^{10}Be à 31 ka sur substrat rocheux poli alors que le bloc erratique posé dessus est daté à 17 ka), L'héritage est au maximum de l'ordre de 14 ka. Cela pourrait correspondre à une paléodose acquise durant l'Eémien mais compte tenu de la position aval du site, nous envisageons que cette paléo-dose de ^{10}Be a été acquise au cours de fluctuations intra-würmiennes du front glaciaire ariégeois, fluctuations d'ampleur plurikilométriques probablement survenues entre 30 et 60 b2 ka. C'est en bon accord avec la durée totale des phases d'amélioration climatique mesurée sur les courbes isotopiques globales (*North GRIP*) pendant l'intervalle de temps allant de 30 à 60 b2 ka. Ces fluctuations passaient totalement inaperçues lorsqu'on raisonnait uniquement sur la base des séquences morainiques ; d'autres héritages sur verrous, en particulier dans le bassin de la Têt, sont susceptibles de recevoir des explications similaires.

Au total, on retiendra que les données ^{10}Be fournissent des résultats qui ne sont pas en opposition avec la chronologie pyrénéenne classique. En fait, il semble que les principaux stades würmiens enregistrés globalement (MIS 2, 3, 4 en particulier) se sont traduits par des paléoemprises glaciaires très proches les unes des autres sur les petits bassins glaciaires de la façade méditerranéenne (Têt : ce travail, Carol et Malniu, Pallàs et al., 2008 ; Rodés et al., 2009), voire se sont télescopés dans les puissants vallums morainiques terminaux comme celui de Mont-Louis. Par contre, les paléoemprises glaciaires sont sensiblement déboîtées sur le système ariégeois. Dans tous les cas, le MIS 2 s'est avancé un peu moins loin que les stades würm moyen et ancien. Un consensus semble se dégager actuellement en ce sens sur la chronologie glaciaire pyrénéenne. Les données ^{10}Be récemment obtenues sur le Malniu indiquent des âges à $69\pm6,3$ ka, $44,5\pm4,1$ ka, $38,2\pm3,5$ ka et $36,7\pm3,4$ sur le front morainique wurmien le plus externe et des âges ^{10}Be autour de 18 et 20 ka sur des cordons en position un peu plus interne (Pallàs et al., 2008 ; Rodés et al., 2009) En Andorre, la confluence entre les langues des deux Valira est effective durant le maximum würmien

mais cesse de fonctionner au Würm supérieur et le lac d'obturation de la Massana persiste entre 25630 ± 190 ^{14}C BP et 17430 ± 140 ^{14}C BP, soit pendant le MIS 2 (Turu i Michels, 2002).

- *Dater les stades de déglaciation.* Le premier stade d'amaigrissement de la masse de glace est assimilable au stade GS-2c de la nomenclature INTIMATE sur la base de datations ^{10}Be sur constructions morainiques et verrous en relation avec les stades Borde, Bompas-Arignac et Bernière. En Ariège, les stades Bompas-Arignac et Bernière sont datés par ^{10}Be autour de 19 ka par un âge sur le sommet du verrou déglacé de Bompas-Arignac ($19,1 \pm 3,8$ sur le site F Ariège) et un âge sur bloc erratique associé au vallum de Bernière ($18,8 \pm 1,3$ sur le site I Ariège). Ces deux datations s'accordent parfaitement avec la datation U-Th à 19-20 ka obtenue à la base du plancher stalagmitique qui scelle la formation détritique würmienne de Niaux. En effet, au moment où ce plancher commence à se construire : (i) la disjonction Ariège-Vicdessos est effective, (ii) un lac de barrage glaciaire occupe la basse vallée du Vicdessos car le glacier de l'Ariège s'avance encore dans le bassin de Tarascon et construit les vallums de Bompas-Arignac puis de Bernière. Sur la Têt, on retrouve un schéma similaire pour le début de la déglaciation avec trois datations ^{10}Be à $19,4 \pm 2,5$ ka, $18,1 \pm 3,9$ ka et $21,1 \pm 3,1$ ka sur la moraine fronto-latérale de Borde.

Ce premier stade de net amaigrissement de la masse de glace est suivi par une déglaciation majeure contemporaine de l'interstade GS-2b, à l'image d'ailleurs de ce qui a été tôt pressenti dans les Alpes suisses (Schlächter, 1988 : « is the decay and retreat from the LGM related to a relatively fast collapse of the whole ice body ? ») puis démontré sur la base de nombreuses datations (Ivy-Ochs et al., 2004, 2005). Sur la Têt, c'est ce qu'expriment les trois datations ^{14}C à 20 ka cal. BP obtenues dans les tourbes fossile de la Grave-amont, à l'entrée des cirques, à plus de 2100 m d'altitude (Delmas, 2005 ; Delmas et al., 2008 et Fig. 5.61). En Ariège, on pressent le même phénomène mais rien ne permet encore de repérer l'emprise spatiale des paléoenglacements durant l'interstade fini-würmien GS-2b. On sait seulement que de grands cols de transfluence comme le port de Lhers et le col du Puymorens sont désormais déglacés et qu'il n'existe, dans les amonts, plus que des langues locales réactivées sans doute au Tardiglaciaire, comme le montrent les datations ^{10}Be obtenues sur les verrous d'Ax-les-Thermes et de Freychinèdes.

L'histoire des paléoenglacements tardiglaciaires est relativement bien renseignée sur la Têt où les données ^{10}Be indiquent (i) la présence de petits glaciers de cirque au Dryas ancien, ce qui s'accorde bien avec la stratigraphie du remplissage détritique Grave-amont et les données palynologiques régionales, (ii) une déglaciation généralisée à l'Allerød renseignée par plusieurs datation ^{10}Be sur verrous et en bon accord avec les données palynologiques régionales, (iii) un retour possible, au moins localement, de tout petits glaciers de cirque au Dryas récent. C'est ce qu'indiquent deux datations ^{10}Be dans le cirque Grave amont, une sur construction morainique, l'autre sur verrou. Ces datations ^{10}Be sont tout à fait crédibles car elles concernent une zone ouverte aux flux humides venus du nord-ouest et où l'absence totale de glacier rocheux fournit un indice supplémentaire de l'existence possible de petits glaciers de cirque au Dryas récent. Pour le moment aucune donnée ne vient indiquer la présence de glaciers pendant l'Holocène, à l'image des petites langues à assez basse altitude présumées sur la haute Ribagorçana (Pallas et al., 2006). En Ariège, les données tardiglaciaires sont encore très ponctuelles tandis que les données sur l'Holocène sont

inexistantes. Sur le verrou d’Ax-les-Thermes, dans l’emprise du stade de Petches, trois âges ^{10}Be à 14-15 ka indiquent une exposition à partir de l’Allerød. Dans ces conditions, le complexe morainique frontal de Petches se serait mis en place au Dryas ancien, ce qui implique une langue de glace de 20 km à partir du Pas de la Case. On rappellera que l’ampleur, exceptionnelle pour le domaine est-pyrénéen, de ce paléoenglacement Dryas ancien s’explique aisément par l’importance, dans ce haut bassin ariégeois, des zones situées à haute altitude. Au même moment, un glacier de vallée de taille beaucoup plus réduite (~ 4 km) s’engouffre dans l’auge du Carol et s’avance jusqu’à Porté, comme le montrent les datations ^{10}Be les plus anciennes obtenues par A. Rodés Bolumburu (2008) sur la moraine de la Vinyola (4 datations ^{10}Be sur blocs erratiques à $14,9 \pm 2,1$ ka, $13,7 \pm 2,2$ ka, $14,9 \pm 2,2$ ka, $11,2 \pm 1,2$ ka). Les datations ^{10}Be du verrou de Freychinèdes ($14,2 \pm 2,1$ ka, $15,4 \pm 3,4$ ka, $14 \pm 0,7$ ka) s’accordent quant à elles parfaitement avec la paléogéographie proposée dans les années 1980 sur la base des datations ^{14}C du sondage de Freychinèdes (Jalut et al., 1982). Les auteurs envisageaient l’existence au Dryas ancien d’une petite langue de glace de 4 à 5 km dans la vallée de Suc et le retrait du front glaciaire dans les cirques sud du massif des Trois Seigneurs à l’Allerød. C’est ce retrait allerød que les datations ^{10}Be confirment.

2- Une quantification de la variabilité spatio-temporelle du rythme de l’érosion en contexte glaciaire dans une montagne méditerranéenne

La chronologie et la paléogéographie des stades s’englacements würmiens et pré-würmiens que nous venons de synthétiser fournit le cadre spatio-temporel sur lequel repose notre analyse de l’impact géomorphologique des glaciations quaternaires, la question posée étant de savoir dans quelle mesure l’empreinte glaciaire quaternaire a réellement et significativement modifié les volumes de relief est-pyrénéens. Les observations de terrain montrent l’omniprésence sur le faite de la chaîne de paléotopographies néogènes, parfois associées à des altérite épaisses, et dont la thermochronologie basse température assure la grande ancienneté (Gunnell et al., 2009). Elles sont particulièrement nombreuses sur la façade méridionale de notre domaine d’étude mais caractérisent aussi les massifs septentrionaux où l’empreinte glaciaire est, à première vue, plus prégnante : des profondes auges de l’Ariège, de l’Aston et du Vicdessos aux hautes crêtes dentelées, ponctuées de horns et ciselées en cirques, depuis la haute Oriège jusqu’au Pic d’Estats. La démonstration a été conduite en deux temps. D’abord on a cherché à mesurer la vitesse de l’érosion glaciaire et ses rythmes à l’échelle du cycle glaciaire würmien en mettant à profit l’exceptionnel laboratoire de terrain que constitue la marge sud-est du massif du Carlit. Bien sûr, ces données acquises localement ne sont pas extrapolables à l’ensemble du domaine d’études, mais rien d’équivalent n’était réalisable sur le versant nord. Ensuite, on a cherché à étendre dans le temps, à l’échelle de l’ensemble du Quaternaire, cette problématique *via* une analyse morphométrique systématique des cirques glaciaires, l’objectif étant de mettre en évidence d’éventuels gradients régionaux attribuables au contexte morpho-climatique, au cadre morpho-structural ou à la durée différente des phases d’englacement efficaces. Les principaux résultats peuvent être synthétisés en quatre points.

**** L'inefficacité relative de l'érosion glaciaire proprement dite : une évidence à l'échelle du Würm***

La tranche érodée totale pour l'ensemble du Würm, mesurée sur la base des sédiments piégés, dans leur quasi intégralité, sur les plateaux du sud Carlit, est de l'ordre de 5 m¹. Les données chronologiques et paléogéographiques présentées *supra* ont permis d'approcher assez finement la variabilité du rythme de l'érosion würmienne à travers un découpage de la séquence sédimentaire en trois unités successives : la phase de progression glaciaire (105 à 24 b2 ka), la phase de déglaciation (24 à 20 b2 ka) et la phase des cirques qui correspond presque exclusivement au Tardiglaciaire (20 à 11,5 b2 ka). On retiendra (i) l'extrême faiblesse de la dénudation survenue dans cette montagne méditerranéenne durant la phase de progression glaciaire. Avec un taux de l'ordre de 0,05 mm/an, on est proche des valeurs les plus faibles enregistrées à l'échelle du Quaternaire sur la base de la méthode volumique (14 quantifications inférieures à 0,1 mm/an sont recensées *in* Tabl. 1.17 : Laine 1980 ; Bell & Laine 1985 ; White 1988 ; Andrews et al. 1994 ; Geirsdóttir et al. 2007 ; Bratlie 1994 ; Svendsen et al. 1989 ; Glasser & Hall 1997 ; Le Cœur 1999). (ii) Par contre, pendant la phase de déglaciation, on observe une augmentation d'un facteur 10 du rythme de l'érosion, avec des vitesses de dénudation de 0,3 mm/an, qui se maintiennent peu ou prou pendant la phase des cirques (0,18 à 0,34 mm/an). Ces valeurs restent néanmoins dans une gamme de valeurs tout à fait classique pour la méthode volumique (22 quantifications entre 0,1 et 1 mm/an sont recensées *in* Tabl. 1.17 : Braun 1989 ; Stravers et al. 1991 ; Bratlie 1994 ; Elverhøi et al. 1995 ; Hjelstuen et al. 1996 ; Larsen et al. 1981 ; Glasser & Hall 1997 et 3 quantifications seulement sont supérieures à 1 mm/an : Sheaf et al. 2003 ; Müller 1999 ; Buoncristiani et al. 2001).

Mais cette tranche brute de 5 m ne représente pas nécessairement, malgré l'excellence du piège du Carlit, la valeur réelle de l'érosion würmienne. En se limitant à la phase de progression, soit une tranche de 3,85 m, il faut d'abord apporter une correction portant sur les MES exportées, en aval du piège sédimentaire pris en compte, par les eaux proglaciaires. Une revue bibliographique a permis de montrer que les MES représentent entre 25 et 45 % du transit sédimentaire total (section 4.1.1 du chapitre 7 et Fig. 7.8). Si on double nos résultats pour les prendre en compte, on reste encore dans des gammes de dénudation très faibles pour la phase de progression. Il faut par ailleurs tenir compte des relais pré-würmiens que le glacier würmien en progression a trouvé sur son chemin et a stocké dans les complexes terminaux. Ces relais sont estimés sur la base du volume sédimentaire abandonné au cours de la déglaciation würmienne. Leur prise en compte ramène la tranche érodée de la phase de progression à 2,90 m. Par ailleurs, si on raisonne sur les provenances sédimentaires et les processus responsables de la production de débris, on peut espérer isoler la part des matériaux issus de l'érosion sous-glaciaire proprement dite et celle issue des processus paraglaciaux primaires. L'exercice a été tenté dans la section 4.3.2 du chapitre 7 et on a bien conscience de la fragilité de ces estimations qui imputent l'essentiel de la production würmienne de débris (~ 70 %) au travail de l'érosion sous-glaciaire, soit une tranche érodée de 2,6 à 3 m pour tout le Würm.

Cette faiblesse de l'érosion würmienne sur le Carlit ne doit pas surprendre car elle s'explique aisément, à la suite de D.E. Sugden (1978) par les conditions topographiques et climatiques régionales. L'étendue des topographies de plateau et la faiblesse des pentes

¹ Somme de la tranche érodée obtenue pour la phase de progression (3,85 m) et pour la phase de déglaciation (1,17 m).

impliquent des glaciers étalés, relativement minces et de faible vitesse d'écoulement. De plus, le contexte climatique de ces hauts bassins, en position d'abri par rapport aux flux perturbés de nord-ouest comme ceux issus de la Méditerranée, n'était pas favorable à une bonne alimentation de ces glaciers. D'autre part, la faiblesse des valeurs obtenue dans ce travail ne doit surtout pas être mise en parallèle, ou plutôt en opposition, avec les taux d'abrasion sous-glaciaire issus de mesures directe, réalisés sous des langues de glaces actives (Boulton, 1974 ; Vivian, 1975) et qui fournissent *quasi* systématiquement des valeurs record, de l'ordre de quelques millimètres voire quelques dizaines de millimètres par an, mais qui ne sont extrapolables ni dans le temps, ni dans l'espace. En effet, la méthode volumique mise en œuvre ici procure des résultats qui ont une signification et un intérêt radicalement différent puisqu'il s'agit de vitesses de dénudations moyennes valables sur des plages de temps de durée relativement longues, quelques millénaires à quelques dizaines de millénaires, et sur des plages spatiales relativement étendues, l'intégralité d'un bassin glaciaire. Dans ces conditions, il est préférable de parler de vitesse de dénudation en contexte glaciaire, plutôt que de dénudation sous-glaciaire proprement dite, car les processus qui ont fonctionné, durant les plages de temps prises en compte et sur les bassins producteurs de débris concerné, sont extrêmement variés : (i) les processus sous-glaciaires proprement dits (abrasion, *plucking*) fonctionnent à plein en phase de progression glaciaire et en parallèles de (ii) processus périglaciaires fonctionnels sur les versants libres de glace, en position supraglaciaires, (iii) les processus paraglaciaires sont quant à eux fonctionnels sur les versants récemment déglacés. C'est un bilan de ce système morphogénique complexe que les vitesses de dénudation obtenues sur la marge sud-est du Carlit permettent de quantifier, à différents pas de temps, ce qui constitue, à notre connaissance, une première pour le cycle glaciaire würmien.

*** L'efficacité géomorphologique ponctuelle des crises paraglaciaires**

Elle s'observe à travers la forte progression du rythme de dénudation en phase de déglaciation (cf. *supra*) mais il est important de souligner que, dans ces quantifications, l'efficacité réelle des crises paraglaciaires est atténuée par l'étendue du bassin producteur pris en compte, l'ensemble du bassin glaciaire. En effet, les processus paraglaciaires primaires responsables à l'évidence de cette recrudescence des taux de dénudation ne concernent en réalité que les versants récemment déglacés et en pente suffisamment forte pour que les processus gravitaires puissent correctement fonctionner. Par conséquent, outre les vitesses de dénudation présentées *supra*, ce travail propose une quantification des reculs de paroi qui renseigne avec une précision intéressante l'efficacité réelle de la dernière crise paraglaciaire primaire sur le grand versant composite qui domine le plateau des Soccarades ainsi que sur la plupart des parois de fond de cirque du sud Carlit. Ces quantifications reposent sur l'opportunité de rapporter à un bassin glaciaire mieux contraint les tills *openwork* du secteur Soccarades, contemporains de la dernière déglaciation (24 à 20 b2 ka), et les dépôts de l'unité des cirques, contemporains du Tardiglaciaire (moraines contemporaines de petits glaciers de cirques datés du Dryas ancien pour l'essentiel et dominés par des versants supraglaciaires qui les alimentaient abondamment en débris, éboulis et cordons de glaciers rocheux attribués pour l'essentiel au Dryas récent). Les résultats confirment la très grande efficacité morphogénique et la rapidité de la crise paraglaciaire postérieure au MIS 2 puisque les reculs de parois sur le versant composite qui domine le plateau des Soccarades sont de l'ordre de 4,8 à 9 m¹ pour la phase de déglaciation et seulement de 1,4 à 2,7 m pour le Tardiglaciaire. Ailleurs, en particulier sur les cirques de la zone des schistes, les reculs de parois tardiglaciaires sont sensiblement plus élevés et atteignent des valeurs proches d'une dizaine de mètres (Tabl. 7.4),

¹ selon le rapport de densité retenu (V33, V50 ou V33) entre le substrat rocheux du bassin producteur et les dépôts corrélatif.

ce qui montre bien l'importance des paramètres structuraux en la matière. Ces données ne sont pas incompatibles avec l'évidence d'une production würmienne de débris essentiellement d'origine sous-glaciaire (cf. *supra*, 70 % de la production würmienne de débris d'origine sous-glaciaire) car, lorsqu'on raisonne à l'échelle de l'ensemble du cycle glaciaire, il est évident que la durée et les superficies concernées par les processus sous-glaciaires dépassent largement celles concernées par les processus paraglaciaires. En définitive, les dynamiques paraglaciaires produisent moins de débris (30 % de la production würmienne de débris d'origine paraglaciale primaire) mais leur efficacité géomorphologique en termes d'aptitude à remodeler les formes du relief est sensiblement plus grande car l'activité de ces processus se concentre sur des espaces restreints, en particulier les versants les plus raides.

**** Un impact géomorphologique des paléoenglacements discret à l'échelle du Quaternaire***

La faiblesse de l'érosion glaciaire würmienne semble pouvoir être transposée sans trop de difficultés à l'échelle de l'ensemble du Quaternaire. La démonstration n'a pu être qu'esquissée dans ce travail ; elle s'appuie sur trois types d'indicateurs encore très inégalement et incomplètement exploités : formes et altérites préglaciaires, héritages de ^{10}Be sur les verrous, morphométrie des cirques.

La tranche érodée moyenne (~ 5 m) et la dénudation sous-glaciaire würmienne (2,6 à 3 m) sont en bon accord, vu leur faiblesse, avec la préservation de paléotopographies et d'altérites jusqu'au cœur du domaine englacé ; on a souligné au chapitre 2 l'extension considérable de ces topographies (section 3 et Fig. 2.7). Sur la base des 9 à 10 cycles glaciaires d'ampleur comparables au Würm enregistrés par les courbes isotopiques globales (MIS 22, 18, 16, 14, 12, 10, 8, 6, 4-2), cela fait une tranche de 30 à 50 m et il y a peu de chances que les glaciations du Pléistocène ancien, certes beaucoup plus nombreux mais moins puissants, aient pu se faire fortement sentir dans les Pyrénées. La chaîne en effet a connu un soulèvement de l'ordre du kilomètre depuis 2 à 3 Ma et l'orogénèse se poursuit au Pléistocène moyen et supérieur (Calvet, 1996, 1999) : des altitudes compatibles avec le développement de glaciers (plus de 2000 m) n'ont donc été atteintes qu'assez tardivement, seulement au cours ou à la fin du Pléistocène ancien. Cette tranche érodée quaternaire d'une trentaine à une cinquantaine de mètres traduit en fait une érosion sous-glaciaire très variable d'un point à l'autre du bassin glaciaire avec de gros écarts entre les auges et les topographies de plateaux ; on retrouve là le rôle de la topographie du bassin glaciaire développé par D.E. Sugden (1978).

Il n'est donc pas étrange de trouver sur les plateaux du Carlit des tranches décimétriques d'altérites à boules parfois très évoluées (les Colchiques : Fig. 5.56, les Forats Fig. 5.58, cirque-alvéole de la Padrilla, Fig. 5.52) et localement conservées même sous 200 m de glace dans la difffluence de la Balmette, où le glacier a été tout juste capable d'écarter les écaillles altérées qui habillaient initialement les verrous rocheux (Fig. 5.57). Même aux marges des puissantes langues de glace des auges ariégeoises on peut retrouver des phénomènes identiques. Le replat de Bonascre et ses épaisses arènes très localement décapées, pourtant sous 250 m de glace au maximum wurmien, l'illustre parfaitement (Fig. 5.37) ; aux marges et sur le plateau de Beille, ce sont plus de 50 m d'arènes très évoluées qui coiffent éperons et surfaces et qui ont échappé selon les lieux à l'action des glaciers quaternaires et/ou aux dynamiques périglaciaires (Fig. 5.34 et 5.35). L'étude détaillée de ces formations reste à faire, d'un point de vue cartographique, génétique et chronologique ; des profils verticaux des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al pourraient éventuellement aider à préciser les âges et les durées de recouvrement par la glace.

De nombreux âges ^{10}Be sur verrous rocheux ont montré des âges anciens aberrants qui ne peuvent s'expliquer que par la présence d'héritages d'exposition. On a vu plus haut comment ces héritages ont pu être localement utilisés pour mettre en évidence d'importantes fluctuations intra-würmiennes des fronts glaciaires. Ils ont un autre intérêt qui est celui de démontrer la faiblesse de l'érosion glaciaire ultérieure. En effet le ^{10}Be ne s'accumule en quantité mesurable que dans les deux à trois premiers mètres sous la surface (Gosse & Phillips, 2001) et sa conservation implique donc une tranche érodée au plus métrique. On compte 9 datations sur verrou avec héritages sur 15 dans le bassin de la Têt et seulement 2 sur 14 en Ariège. La faiblesse de l'érosion glaciaire est donc évidente dans les auges du Carlit méridional, peu incisées sous les vieux plateaux tertiaires et certains héritages sont suffisamment importants pour être attribués à l'Eémien, voire précéder le Riss. Sur le verrou situé en amont de la Borde (Site E Têt, Fig. 6.4), l'héritage est de l'ordre de 51 ka et les interstades würmiens sont bien incapables de le justifier à eux seuls, d'autant qu'une couverture morainique a nappé le sommet du verrou. Dans ce cas aussi, la durée de l'Eémien peut s'avérer insuffisante et il n'est pas exclu que l'exposition initiale de la surface échantillonnée remonte à un interglaciaire (ou interstade) antérieur au MIS 6. L'autre exemple emblématique est celui du verrou du cirque amont de la Grave (site P Têt, Fig. 6.6 et 6.7), à 2400 m dans un cirque où un englacement Dryas récent est attesté : ici l'héritage est de 12 à 13 ka, mais dans un site de haute altitude où la permanence des glaces peut être assurée vu qu'aucun interstade würmien n'a atteint les valeurs thermiques de l'Holocène et il n'est donc pas exclu d'avoir ici également un héritage éémien. En Ariège, la présence de deux héritages sur verrous qui ont été recouverts au Würm respectivement par 750 m de glace à Perles (site J Ariège, Fig. 6.19) et près de 350 m à Pujoles (site G Ariège, Fig. 6.17), au creux d'une auge glaciaire majeure, est beaucoup plus surprenante et demande une explication. On remarque qu'il s'agit de petits verrous de quelques dizaines de mètres de haut au fond d'auges profondes de 500 à 1000 m, situés de plus juste en aval d'importants ombilics surcreusés, celui d'Ax-les-Thermes/Savignac pour Perles et celui de Tarascon pour Pujoles. On peut donc imaginer que le glacier a fréquemment et longuement décollé du verrou en raison de la pression hydrostatique exercée par l'accumulation d'eau de fusion dans l'ombilic : c'est un processus similaire qui expliquerait les dépôts sous-glaciaires dans les ombilics et leur consolidation (Boulton et al., 2001) et qui est invoqué régionalement pour justifier les épais remblaiements, peut-être initié avant le Würm, de certains ombilics (Turu et al., 2007). A ce stade, l'utilisation des héritages n'est qu'esquissée ; pour aller plus loin il faudrait systématiser l'échantillonnage le long de transects recoupant l'axe des auges et les paléotopographies, comme cela a pu être fait très récemment dans les domaines de socles des hautes latitudes (Tabl. 1.10 : Bierman et al. 1999 ; Briner et al. 1998 ; Briner et al. 2006 ; Briner et al. 2008 ; Davis et al. 1999 ; Fabel et al. 2002 ; Fabel et al. 2004 ; Li et al. 2005 ; Marquette et al. 2004 ; Staiger et al. 2005 ; Stroeven et al. 2002a ; Stroeven et al. 2002b ; Sugden et al. 2005).

La morphométrie proposée dans ce travail était censée mettre en évidence une sensible variabilité spatiale de la morsure des cirques à l'échelle du domaine est-pyrénéen et, finalement, retrouver en positif la même diversité de l'impact géomorphologique des phases d'englacement quaternaire que celle mise en évidence, en négatif, sur la base d'une cartographie des paléotopographies et altérites préglaciaires. Elle avait aussi pour objectif de tester, à l'échelle du Quaternaire et de l'ensemble du domaine d'étude, le modèle d'évolution du relief en contexte glaciaire proposé au chapitre 7 et déduit des vitesses de dénudation et de recul de paroi würmiennes mesurées sur la marge sud-est du massif du Carlit (Fig. 7.12). Or,

il faut bien constater que ce patient travail de mesure n'a pas apporté les confirmations attendues.

Tous les indicateurs morphométriques montrent l'absence totale de contrastes spatiaux évidents quelle que soit l'altitude du plancher des cirques élémentaires, et donc la durée des phases d'englacement actives, quelles que soient aussi l'orientation des cirques ou la façade montagneuse concernée, et donc le contexte morpho-climatique. En la matière, il semble que le contraste paléoclimatique, pourtant très vigoureux, qui caractérise le domaine est-pyrénéen ne soit pas suffisamment tranché pour s'exprimer dans le modelé des cirques élémentaires. Cela s'explique probablement en partie par les effets de suralimentation neigeuse sous le vent des topographies planes qui favorisent les cirques localisés dans les massifs les plus orientaux (Campcardos, Puigmal-Carança, Madrès) ; sur ces massifs, d'ailleurs, les cirques glaciaires tendent à se localiser de préférence en exposition sud. Par contre, lorsqu'on raisonne à l'échelle de l'ensemble des Pyrénées, des contrastes apparaissent et mettent en évidence le caractère très peu surcreusé des cirques élémentaires est-pyrénéens, le fameux cirque en van est-pyrénéen n'est donc pas qu'une vue de l'esprit. Au total, seule la lithologie suggère, indirectement, que le calibre des cirques pourrait être conditionné par les caractéristiques du relief préglaciaire. Rappelons (i) la tendance à avoir des cirques de grande amplitude sur les massifs associés à l'incision fluviale pré-quaternaire la plus vigoureuse et (ii) la tendance à avoir des cirques de petite taille (longueur et largeur) sur substrat schisteux, c'est-à-dire là où la densité de la dissection fluviale préglaciaire, à l'échelle des têtes de vallée, est maximale.

La recherche de relations d'allométrie sur les cirques élémentaires classés par massifs d'appartenance conduit finalement au même type de conclusion. Issu de la biologie, le concept de croissance allométrique a pu être utilisé en géomorphologie quantitative pour identifier selon quelles modalités se développe un cirque glaciaire, plus rapidement par abaissement des planchers ou par recul des parois, et finalement trancher un vieux débat sur le poids respectif des processus glaciaires et périglaciaires dans le façonnement des ces formes singulières (Olyphant, 1981 ; Evans, 2006). La mise en évidence sur la marge sud-est du massif du Carlit de l'efficacité morphogénique des crises paraglaciaires nous a conduit à nous demander dans quelle mesure le caractère plus ou moins fluctuant des paléoenglacements peut conditionner, *via* l'occurrence des crises paraglaciaires, les modalités de façonnement et, *in fine*, la morphologie des cirques glaciaires. La règle, dans notre domaine, semble être une tendance au développement isométrique des cirques élémentaires¹ mais lorsque, ponctuellement, l'allométrie domine, cela s'explique beaucoup plus aisément par le contexte morpho-structural que par le contexte morpho-climatique. En définitive, il semble bien que les cirques glaciaires sont des individus complexes dont l'histoire de la mise en creux n'est pas nécessairement le produit exclusif des systèmes d'érosion qui se sont succédé durant le Quaternaire froid.

****Modéliser la vitesse de creusement des cirques***

Pour compléter la réflexion, il paraît utile de se livrer maintenant à quelques estimations concernant la durée qui a été nécessaire pour creuser les cirques glaciaires est-pyrénéens. Nous disposons pour cela de données assez précises, quoique de signification

¹ Cela signifie que les parois reculent approximativement au même rythme que les planchers s'abaissent

limitée au sud Carlit, sur la vitesse de recul des parois de cirque, sur la vitesse d'abaissement des planchers et, plus globalement, sur la tranche érodée totale lors d'un cycle glaciaire, en l'occurrence le Würm. Nous disposons aussi de données morphométriques précises et les calculs seront conduits sur la base des paramètres de taille moyens et maxima des cirques élémentaires : longueur (moy. 481 m, max. 1851 m) et amplitude (moy. 223 m, max. 1070 m).

Sur la base des reculs de parois mesurés en moyenne dans les cirques au Tardiglaciaire (~0,55 mm/an ou 0,55 m/ka, cf Tabl. 7.3), il faudrait une durée de 874,5 ka ou 3365,5 ka pour creuser un cirque de longueur moyenne ou de longueur maximale. Or, comme (i) la vitesse de recul de paroi sur laquelle se fonde ce calcul n'est valable que pour la dizaine de millénaires que représente la phase des cirques (20 ka cal. BP à 11,5 b2 ka) et au cours de laquelle les dynamiques paraglaciaires ont fonctionné à plein, comme par ailleurs (ii) on a admis au chapitre 7 l'existence possible, durant le Würm, de trois phases de régression généralisées, et donc de trois crises paraglaciaires majeures, le recul responsable du creusement d'un cirque de longueur moyenne a impliqué au moins une trentaine de cycles glaciaires comparables au Würm¹ et une centaine de cycles glaciaires pour le creusement d'un cirque de longueur maximale², ce qui semble totalement irréaliste.

Sur la base de la dénudation würmienne totale, soit 3,85 m (calculé sur la base de la stricte production wurmienne de débris qui exclue les relais sédimentaires pré-würmiens) rapportés à la profondeur moyenne des cirques (223 m d'amplitude moyenne), cela suppose un nombre tout aussi irréaliste de 56 cycles glaciaires. Sur la base de la seule dénudation wurmienne sous glaciaire, estimée entre 2,5 et 3 m dans le chapitre 7 (cf. Tabl. 7.5), le nombre de cycles glaciaires nécessaires pour rendre compte de l'amplitude moyenne d'un cirque est-pyrénéen oscille entre 75 et 90, ce qui s'avère tout aussi irréalisable.

Certes, ces calculs reposent sur de nombreuses approximations mais ils n'ont pas d'autre prétention que de livrer des ordres de grandeur, au demeurant suffisamment tranchés pour être significatifs. A l'évidence, la forme en creux des cirques n'est pas uniquement le produit des systèmes d'érosion qui se sont succédé durant le Quaternaire froid et, d'une manière plus générale, il semble bien que, dans le domaine est-pyrénéen, les glaciations quaternaires se sont en fait contenté de retoucher, avec une intensité variable d'ouest en est et du nord au sud, mais aussi selon la lithologie, des formes pré-quaternaires déjà largement différenciée et dont la conservation, dans ce domaine, a pu être maintes fois soulignée.

¹ La durée nécessaire pour creuser un cirque de taille moyenne est estimée à 874,5 ka, cela représente en fait 87 crises paraglaciaires, soit une trentaine de cycles glaciaires, à raison de trois crises paraglaciaires majeures par cycle.

² La durée nécessaire pour creuser un cirque de taille maximale est estimée à 3365,5 ka, cela représente en fait 336 crises paraglaciaires, soit une centaine de cycles glaciaires, à raison de trois crises paraglaciaires majeures par cycle.

Références bibliographiques

Akçar N., Yavuz V., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., Vardar M., Schlüchter C. (2008) – A case for a downwasting mountain glacier during Termination I, Verçenik valley, northeastern Turkey. *Journal of Quaternary Science*, 23, 273-285.

Agassiz L. (1840) – *Etude sur les glaciers*. Jent et Gaussman libraires, Neuchatel, 346 p.

Ahlmann H. W. (1919) – Geomorphological studies in Norway. *Geografiska Annaler*, 1–2, 1–210.

Alimen H. (1964) – *Le Quaternaire des Pyrénées de Bigorre*. Mémoire du Service de la Carte Géologique, Paris, 394 p.

Alonso V. (1997) – El glaciarismo de la comarca de lacianay alrededores. Zona occidental de la Cordillera Cantábrica. In : *Les hualles glaciares de les montaña españolas*, Universidade de Santiago de Compostela, 139-160.

Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., Hubberten H.W., Huntley B., Keller J., Kraml M., Mackensen A., Mingram J., Negendank J.F.W., Nowaczyk N.R., Oberhansli H., Watts W.A., Wulf S., Zolitschka B. (1999) – Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400, 740-743.

Anderson L.W. (1978) – Cirque glacier erosion rates and characteristics of neoglacial tills, Pangnirtungfjord area, Baffin Island, NWT Canada. *Arctic and Alpine Research*, 10, 749-760.

Anderson R.S., Hallet B., Walder J., Aubry B.F. (1982) – Observations in a cavity beneath Grinnel Glacier. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 63-70.

André M.F. (1982) – *Reconnaissances géomorphologique dans les socles des hautes latitudes : l'exemple du nord du Labrador*. Thèse de 3^e cycle, Université de Paris 1, 357 p.

André M.F. (1995) – Postglacial microweathering of granite roche moutonnées in the northern Scandinavia (Riksgränsen area, 68°N). In : Slaymaker O. (ed.) *Steepland Geomorphology*. Wiley & Sons, Chichester-New York, 103-127.

André M.F. (1997) – Holocene Rockwall retreat in Svalbard : a triple-rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 423-440.

André M.F. (2001) – Tors et roches moutonnées en Laponie suédoise : antagonismes ou filiations ? *Géographie Physique et Quaternaire*, 55, 229–242.

André M.F. (2007) – Tors et dynamique glaciaire dans les socles des hautes et des moyennes latitudes. In : André M.F., Etienne S., Lageat Y., Le Cœur C., Mercier D. (coord.) *Du continent au bassin versant : Théories et pratiques en géographie physique. Hommage au Professeur Alain Godard*, Presse universitaire Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, ISBN – 978-284516-335-5, 239-263.

André M.F., Peulvast J.P. (1994) – Les socles des hautes latitudes. In : Godard A., Lagasquie J.J., Lageat Y. (dir.) *Les régions de socle : apports d'une école française de géomorphologie*. Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France, 219-246.

Andree M., Oeschger H., Siegenthaler U., Riesen T., Moell M., Ammann B., Tobolski K. (1986) – ^{14}C dating of plant macrofossils in lake sediments. *Radiocarbon*, 28, 411-416.

Andrews J.T., Le Masurier W.E. (1973) – Rate of quaternary glacial erosion and corrie formation, Marie Byrd land, Antarctica. *Geology*, 1, 75-80.

Andrews J.T., Milliman J.D., Jennings A.E., Rynes N., Dwyer J. (1994) – Sediment thicknesses and holocene glacial marine sedimentation rates in three east Greenland fjords – ca.68°N). *Journal of Geology*, 102, 669-683.

Andrieu V. (1983) – *Les coupes ariégeoises de St Paul de Jarrat et Bompas-Arignac. Analyse sédimentologique et signification morphologique*. Mémoire de maîtrise, Université de Toulouse le Mirail, 304 p.

Andrieu V. (1987) – Le paléoenvironnement du piémont nord-pyrénéen occidental de 27 000 BP au Postglaciaire : la séquence d'Estarrès (Pyrénées Atlantiques, France) dans le bassin glaciaire d'Arudy. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, série II 304, 103-108.

Andrieu V. (1991) – *Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'actuel*. Thèse de Doctorat de 3^e cycle, Université de Toulouse-le-Mirail, 311 p.

Andrieu V., Hubschman J., Jalut G., Hérail G. (1988) – Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34/35, 55-67.

Aniya M., Welch R. (1981) – Morphometric analyses of antarctic cirques from photogrammetric measurements. *Geografiska Annaler*, 63 A, 41-53.

Autran A., Calvet M., Delmas M. (sous presse) – *Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille Mont-Louis*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Babault J., Van Den Driessche J., Bonnet S. (2005) – Origin of the highly elevated Pyrenean penepplain. *Tectonics*, 24, TC2010, doi : 10.1029/2004TC001697.

Bakalowicz M., Sorriaux P., Ford D.C. (1984) – Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Sabart caves, Ariège, France. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 38, 193-197.

Ballantyne C.K. (1994) – Scottish landform examples -10 : the tors of the Cairngorms. *Scottish Geographical Magazine*, 10, 1, 54-59.

Ballantyne C.K. (2002) – Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.

Ballantyne C.K. (2003) – Paraglacial landform succession and sediment storage in deglaciated mountain valleys : theory and approaches to calibration. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 132, 1-18.

Ballantyne C.K., Eckford J.D. (1984) – Characteristics and evolution of two relict talus slopes in Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 100, 20-33.

Barnett D.M., Holdsworth G. (1974) – Origin, morphology and chronology of sublacustrine moraines, Generator lake, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian journal of Earth Sciences*, 11, 380-408.

Barnolas A., Chiron J.C. (1996) – *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Tome 1 : Introduction Géophysique. Cycle hercynien*. BRGM-ITGE, 729 p.

Barrère P. (1963) – La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 516-526.

Barsch D. (1977) – Eine Abschälung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 28, 148-160.

Barsch D. (1996) – *Rock glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Berlin, 331 p.

Barsch D., King L. (eds.) (1981) – *Ergebnisse der Heidelberg-Ellesmere Island-Expedition*. Heidelberger Geographische Arbeiten, Vol. 69, Selbstverlag, Heidelberg.

Barsch D., Gude M., Mäusbacher R., Schukraft G., Schulte A. (1997) – Recent fluvial sediments in glacial and periglacial environments, NW Spitsbergen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 97, 111–122.

Becht M. (1995) – Slope erosion processes in the Alps. In : Slaymaker O. (ed.) *Steepland Geomorphology*, 54-61.

Beecroft I. (1983) – Sediment transport during an outburst from Glacier de Tsidiore Nouve, Switzerland, 16-19 june 1981. *Journal of Glaciology*, 29, 185-190.

Bell M., Laine E.P. (1985) – Erosion of the Laurentide region of the north America by glacial and glaciofluvial processes. *Quaternary Research*, 23, 154-174.

Benn D.I., Evans D.J.A. (1998) – *Glaciers and glaciation*. Arnold, Londres, 734 p.

Bennett M.R., Glasser N.F. (1996) – *Glacial Geology : ice sheets and landforms*. Wiley & Sons, Chichester-New York, 364 p.

Bertrand A. (1963) – Le modelé glaciaire du val d'Ariège. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 34, 255-272.

Besson M. (1991) – *Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille Fontargente n°1093*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Beylich A.A. (2000) – Geomorphology, sediment budget, and relief development in Ausdalur, Austfirðir, east Iceland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32, 466–477.

Bezinge A. (1987) – Glacial meltwater streams, hydrology and sediment transport : the case of the Grande Dixence hydroelectricity scheme. In : Gurnell A.M., Clark M.J. (eds.) *Glaciofluvial sediment transfer: An alpine perspective*, Wiley & Sons, Chichester-New York, 473–498.

Bezinge A., Clark M.J., Gurnell A.M., Warburton J. (1989) – The management of sediment transported by glacial melt-water streams and its significance for the estimation of sediment yield. *Annals of Glaciology*, 13, 1–5.

Bhuyiyani M.R. (2000) – Sediment load characteristics of a proglacial stream of Siachen Glacier and the erosion rate in Nubra valley in the Karakoram Himalayas, India. *Journal of Hydrology*, 227, 84–92.

Bierman P.R., Marsella K.A., Patterson C., Davis P.T., Caffee M. (1999) – Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. *Geomorphology*, 27, 25–39.

Billote M., Casteras M., Peybernès B., Soula J.C., Taillefer F. (1988) – *Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille Foix n°1075*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Bini A., Zuccoli L. (2004) – Glacial history of the southern side of the central Alps, Italy. In : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 195–200.

Bintz P., Evin J. (2002) – Evénements bio-climatiques et peuplements du Tardiglaciaire au début de l'Holocène dans les Alpes du Nord françaises. *Quaternaire*, 13, 279–287.

Birot P. (1937) – *Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles*. Thèse de Doctorat d'Etat, Baillière et fils éd., Paris, 311 p.

Birot P. (1981) – *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Masson, Paris, 605 p.

Björck S., Walker M.J.C., Cwynar L.C., Johnsen S.J., Knudsen K.L., Lowe J.J., Woldhfarth B., Intimate Members (1998) – An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283–292.

Björnsson H. (1979) – Glaciers in Iceland. *Jökull*, 29, 74–80.

Blache J. (1952) – La sculpture glaciaire. *Revue de Géographie Alpine*, 40, 95–186.

Blavoux B. (1988) – L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours

du Würm. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34/35, 69-80.

Bogen J. (1989) – Glacial sediment production and development of hydro-electric power in glacierized areas. *Annals of Glaciology*, 13, 6-11.

Bogen J. (1993) – Erosjon og sedimenttransport I Bayelva og Londonelv. In: *Polar Hydrologi, rapport fra forskermøte I Trondheim 29-30 mars 1993*. SINTEF-NHL Rapp., STF60 A93081, 45-54.

Bordonau i Ibern J. (1992) – *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als pirineus*. Geoforma ediciones, Logroño, 251 p.

Bordonau J., Vilaplana J.M., Fontugne M. (1993) – The Glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, série II 316, 807–813.

Boulton G.S. (1972) – The role of thermal regime in glacial sedimentation. In : Price R.J., Sugden D.E. (eds.) *Com. Polar Geomorphology*. London Institute of British Geographers, Special Publication n°4, 1-19.

Boulton G.S. (1974) – Processes and patterns of glacial erosion. In : Coates D.R. (ed.) *Glacial Geomorphology*. State University of New York, Binghamton, 41-87.

Boulton G.S. (1979a) – Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, 23, 15-38.

Boulton G.S. (1979b) – General discussion. *Journal of Glaciology*, 23, 385.

Boulton G.S., Dobbie K.E., Zatsepin S. (2001) – Sediments deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quaternary International*, 86, 3-28.

Bowman S. (1990) – *Radiocarbon dating. Interpreting the past*. British Museum Publications, Londres, 64 p.

Boyé M. (1949) – Importance du défonçage périglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, 229, 723-724.

Bratlie B. (1994) – *Senkvartaere sedimenter og glasialhistorie i Van Keulenfjorden, Svalbard*. Ph.D. thesis, University of Oslo, Norway.

Braucher R., Siame L., Bourlès D., Colin F. (2000) – Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit *in-situ* pour l'étude de la dynamique et de l'évolution des sols en milieux latéritiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171, 383-396.

Braun D.D. (1989) – Glacial and periglacial erosion of the Appalachians. *Geomorphology*, 2, 233-256.

Briner J.P., Swanson T.W. (1998) – Using inherited cosmogenic ^{36}Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geology*, 26, 3–6.

Briner J., Miller G.H., Davis P.T., Finkel R. (2006) – Cosmogenic radionuclides from fjord landscapes support differential erosion by overriding ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 406–420.

Briner J., Miller G.H., Finkel R., Hess D.P. (2008) – Glacial erosion at the fjord onset zone and implications for the organization of ice flow on Baffin Island, Arctic Canada. *Geomorphology*, 97, 126–134.

Broc N. (2001) – Ecole de Grenoble contre école de Paris: les Alpes enjeu scientifique. *Revue de Géographie Alpine*, 4, 95-105.

Brown T.A., Nelson D.E., Mathewes R.W., Vogel J.S., Southon J.R. (1989) – Radiocarbon Dating of Pollen by accelerator Mass Spectrometry. *Quaternary Research*, 32, 205-212.

BRGM (1996) – *Carte géologique de la France au millionième*. BRGM éd., Service Géologique National.

Brook M.S., Kirkbride M.P., Brock B.W. (2006) – Cirque development in a steadily uplifting range : rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zeland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1167-1175.

Buchenauer H.W. (1990) – Gletscher-und Blokletschergeschichte der westlichen Schbergroupe (Osttirol), *Marburger Geographischen Schriften*, 117, 376 .

Bull W.B. (1975) – Allometric change of landforms. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1489-1498.

Buoncrisiani J.F. (1997) – *Production sédimentaire détritique des systèmes glaciaires. Quantification des produits stockés dans un lac proglaciaire durant la dernière glaciation : exemple du lac de la combe d'Ain (Jura, France)*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 232 p.

Buoncrisiani J.F., Campy M. (2001) – Late pleistocene detrital sediment yield of the Jura Glacier, France. *Quaternary Research*, 56, 51-61.

Buoncrisiani J.F., Campy M. (2004) – The palaeogeography of the last two glacial episodes in France : the Alps and Jura. In : Ehlers J. ,Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier,101-110.

Cai P.R. (1994) – *Sediments yields, lithofacies architecture and mudrock characteristics in glacimarine environments*. Thèse Univ. Illinois.

Caine N. (1974) – The geomorphic processes of the alpine environment. In : Ives J.D.; Barry R.G. (eds.), *Arctic and Alpine Environments*. Methuen, Londres, 721-748.

Calvet M. (1985) – Systèmes morphogénétiques du Quaternaire moyen dans l'Est des Pyrénées. Essai de synthèse. Colloque “ Héritages géomorphologiques et paléoenvironnements du Quaternaire moyen méditerranéen ”, *Physio-Géo*, 14/15, 17-24.

Calvet M. (1996) – *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: Les Pyrénées*

Orientales. Thèse de Doctorat d'Etat, Document du BRGM n° 255, 1177 p.

Calvet M. (1998) – Los complejos fluvioglaciares de Cerdanya-Capcir y sus enseñanzas. *In* : Gomez Ortiz A., Perez Alberti A. (coord.) *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, Université de Santiago de Compostela, 263-290.

Calvet M. (1999) – Rythmes et vitesses d'évolution morphogénétique dans un orogène alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 118, 91-105.

Calvet M. (2004) – The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *In* : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 119-128.

Calvet M., Gunnell Y. (2008) – Planar landforms as markers of regional topographic evolution: an inversion of long-term East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *In*: Gallagher K., Jones S.J., Wainwright J. (eds) *Landscape evolution: denudation, climate and tectonics over different time and spatial scales*. Geological Society of London, Special Publication 296, 147–166.

Calvet M., Gunnell Y., Delmas M. (2008) – Géomorphogenèse des Pyrénées. *In* : Canerot J., Colin J.P., Platel J.P., Bilotte M. (coord.) *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*. Atlantica, Biarritz, 129-143.

Campy M., Macaire J.J (2003) – *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod, Paris, 440 p.

Campy M., Richard H. (1988) – Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34/35, 81-90.

Carlson P.R. (1989) – Seismic reflection characteristics of glacial and glacialmarine sediment in the Gulf of Alaska and adjacent fjords. *Marine Geology*, 85, 391-416.

Casteras M. (1969) – *Carte géologique de la France au 1/80 000 : feuille Foix n°253*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Casteras M., Destombes J.P., Raguin E. (1970) – *Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille Vicedessos n°XXI-48*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Castiglioni G. B. (2004) – Quaternary glaciations in the western Italian Alps, Italy. *In* : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 209-214.

Çiner A. (2004) – Turkish glaciers and glacial deposits. *In* : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 419-430.

Chernova L.P. (1981) – Influence of mass balance and run-off on relief-forming activity of mountain glaciers. *Annals of Glaciology*, 2, 69-70.

Chueca Cía J., Julián Andrés A., Saz Sánchez M.A., Creus Novau J., López Moreno J.I.

(2004) – Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology*, 68, 167–182.

Church M., Ryder J.M. (1972) – Paraglacial sedimentation, a consideration of fluvial processes conditionned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.

Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C., Fanning C. M., Laumonier B. (2005) – U-Pb zircon (ID6TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and Montagne Noire (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176, 269-282.

Collins D.N. (1998) – Suspended sediment flux in meltwaters draining from Batura Glacier as an indicator of the rate of glacial erosion in the Karakoram Mountains. *Quaternary Proceedings*, 6, 1–10.

Conchon O. (1975) – *Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale*. Thèse de doctorat d'Etat, Paris, 244p.

Copons R., Bordonau J. (1996) – El registro sedimentario del cuaternario reciente en el lago Redó d'Aigües Tortes (Pirineos centrales). In : Grandal d'Anglade A., Pagés Valcarlos J. (eds.) *IVº Reunión de Geomorfología*, Sociedad Española de Geomorfología O Castro, 249-260.

Coque-Delhuille B. (1981) – Indice d'altérabilité potentielle approchée des roches granitoïdes. *Physio-Géo*, 2, 59-70.

Corbel J. (1959) – Vitesse de l'érosion. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2, 1–28.

Corbel J. (1962) – *Neiges et Glaciers*. Colin, Paris, 224 p.

Coudé-Gaussen G. (1981) – *Les serras Da Peneda et Do Gerês. Etude géomorphologiques*. Memórias do centro de estudos geográficos n°5, 257 p.

Courbouleix S., Barnolas A. (2009) – *Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées au 1 : 400 000*. BRGM et IGME édit.

Coutterand S., Buoncristiani J.F. (2006) – Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du pléistocène de la région du massif du Mont-Blanc, France. *Quaternaire*, 17, 35-43.

Crochet B. (1991) – *Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la série de Palassou*. Document du BRGM n°199, 387 p.

Curry A.M., Morris C.J. (2004) – Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology*, 58, 85-106.

Daveau S. (1971) – *La glaciation de la Serra da Estrela*. Finistera, 6-5, 40.

Davis W.M. (1900) – Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. *Proceedings Boston Society Natural History*, 24, 273-322.

Davis W.M. (1906) – The sculpture of mountains by glaciers. *Scottish Geographical Magazine*, 22, 76-89.

Davis P.T., Bierman P.R., Marsella K.A., Caffee M.W., Southon J.R. (1999) – Cosmogenic analysis of glacial terrains in the eastern Canadian Arctic: a test for inherited nuclides and the effectiveness of glacial erosion. *Annals of Glaciology*, 28, 181–188.

Delmas M. (1998) – *Le massif du Carlit : étapes de la déglaciation et dynamiques holocènes*. Mémoire de DEA, Université de Provence, 144 p.

Delmas M. (2005) – La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire*, 16, 45–55.

Delmas M., Gunnell Y., Braucher R., Calvet M., Bourlès D. (2008) – Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231–241.

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y. (2009) – Variability of erosion rates in the Eastern Pyrenees during the last glacial cycle—a global perspective on the impact of glacial erosion on mountain landscapes. *Quaternary Science Reviews*, 28, 484-498.

De Martonne E. (1910) – L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines (1^o partie), *Annales de Géographie*, 19, 106, 289-317.

De Martonne E. (1911) – L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines (2^o partie), *Annales de Géographie*, 20, 109, 1-29.

De Martonne E. (1947) – *Traité de géographie physique*. Tome 2, Colin, Paris, 1057 p.

Douglas G.R. (1980) – Magnitude frequency study of rockfall in Co. Antrim, N. Ireland. *Earth, Surfaces, Processes and Landforms*, 5, 123-129.

Drewy D. (1986) – *Glacial Geologic Processes*. Arnold, Londres, 276 p.

Dunne J., Elmore D., Muzikar P. (1999) – Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on slopes surfaces. *Geomorphology*, 27, 3–11.

Dürr E. (1970) – Kalkalpine Sturzhalden und Sturzschtuttbildung in den westlichen Dolomiten. *Tübinger Geographische Studien*, 37, 120.

Ehlers J., Gibbard P.L. (2007) – The extent and chronology of cenozoic global glaciation. *Quaternary International*, 164-165, 6-20.

Elverhøi A., Liestol O., Nagy J. (1980) – Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsberg. *Norsk Polarinst. Skrifter*, 172, 33-61.

Elverhøi A., Svendsen J.I., Solheim A., Andersen E.S., Milliman J., Mangerud J., Hooke R.L. (1995) – Late Quaternary sediment yield from the High Arctic Svalbard area. *Journal of Geology*, 103, 1–17.

Elverhøi A.; Hooke R. leB.; Solheim A. (1998) – Late cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard-Barent sea region : implications for understanding erosion of glacierized basins. *Quaternary Science reviews*, 17, 209-241.

Evans I.S. (1969) – The geomorphology and Morphometry of Glacial and Nival Areas. In : R.J. Chorley (eds) – *Water, Earth and Mans*. Methuen & co LTD ed., Londres, 369-380.

Evans I.S. (2006) – Allometric development of glacial cirque form : geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology*, 80, 245-266.

Evans I.S. (2008) – Glacial Erosion Processes and Forms : Mountain Glaciation and Glacier Geography. In : Burt T.P.; Chorley R.J.; Brunsden D.; Cox N.J.; Goudie A.S. (eds) *The history of the study of landforms or the development of geomorphology. Volume 4 : Quaternary and Recent Processes and Forms (1890-1965) and the Mid-Centyry revolutions*. The Geological Society of London, 413-494.

Evans I.S.; Cox N.J. (1974) – Geomorphometry and operational definition of cirques. *Area*, 6, 150-153.

Evans I.S.; Cox N.J. (1995) – The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39, 175-202.

Fabel D., Stroeve A.P., Harbor J., Kleman J., Elmore D., Fink D. (2002) – Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 397-406.

Fabel D., Harbor J., Dahms D., James A., Elmore D., Horn L., Daley K., Steele C. (2004) – Spatial patterns of glacial erosion at a valley scale derived from terrestrial cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al concentrations in rock. *Annals of the Association of American Geographers*, 94, 241-255.

Faucher D. (1937) – Le glacier de l'Ariège dans la basse vallée montagnarde. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 8, 335-349.

Fahey B.D., Lefebure T.H. (1988) – The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara Escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 293-304.

Federici P.R., Spagnolo M. (2004) – Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the maritime alps (western French - Italian alps). *Geografiska Annaler*, 86 A, 3, 235-248.

Fenn C.R. (1987) – Sediment transfer processes in alpine glacier basins. In : Gurnell A.M., Clarck M.J. (eds.) *Glaciofluvial sediment transfer: An alpine perspective*, Wiley & Sons, Chichester-New York, 59-85.

Florineth D., Schlüchter C. (2000) – Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54, 295-308.

Francou B. (1988) – *L'ébouilisation en haute montagne*. Thèse d'Etat, Université de Caen, 696 p.

Frich P., Brandt E. (1985) – Holocene talus accumulation rates, and their influence on rock glacier growth. A case study from Igpiq, Disko, West Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, 85, 32-43.

Frochoso Sánchez M., Castañón Alvarez J.C. (1997) – El relieve glaciar de la cordillera cantábrica. In : *Les hualles glaciares de les montaña españolas*, Universidade de Santiago de Compostela, 65-137.

Gabert P. (1962) – Les plaines occidentales du Pô et leur piémont (Piémont, Lombardie occidentale et centrale) : étude morphologique. Imprimerie Louis Jean, Gap, 531 p.

Galibert M.G. (1962) – Recherches sur les processus d'érosion glaciaire de la Haute Montagne Alpine. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 303, 4, 8-46.

García-Ruiz J.M., Gómez-Villar A., Ortigosa Luis, Martí-Bono C. (2000) – Morphometry of glacial cirques in the central spanish pyrenees. *Geografiska Annaler*, 82 A, 4, 433-442.

García-Ruiz J.M., Valero-Garcés B.L., Martí-Bono C., González-Sampériz P. (2003) – Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61–72.

Gardner J.S., Jones N.K. (1984) – Sediment transport and yield at the Rakiot Glacier, Nanga Parbat, Punjab Himalaya. In: Miller K.J. (ed.) *The International Karakoram Project 1*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 184-197.

Gardner T.W., Jorgensen D.W., Shuman C., Lemieux C.R. (1987) – Geomorphic and tectonic process rates: Effects of measured time interval. *Geology*, 15, 259–261.

Geirsdóttir A., Miller G.H., Andrews J.T. (2007) – Glaciation, erosion and landscape evolution of Iceland. *Journal of Geodynamics*, 43, 170–186.

Gellatly A.F., Grove J.M., Switsur V.R. (1992) – Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene*, 2, 266–270.

Gerrard A.J. (1988) – *Rocks and Landforms*. Unwin Hyman, 319 p.

Gielen P. (1984) – Délimitation du domaine englacé sur le socle cristallin dans le massif du Carlit et les bassins du Capcir et de Cerdagne (Pyrénées orientales). In : *Hommage à François Taillefer. Montagnes et Piémonts. Actes du Colloque de Géomorphologie sur les relations entre les montagnes récentes et leurs piémonts*, *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 287-298.

Gillespie A., Molnar P. (1995) – Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics*, 33, 311- 364.

Giraudi C. (2004) – The Apennine glaciations in Italy. In : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 215-224.

Glade T. (2005) – Linking debris-flow hazard assessments with geomorphology. *Geomorphology*, 66, 189–213.

Glasser N.F., Hall A.M. (1997) – Calculating quaternary glacial erosion rates in northeast Scotland. *Geomorphology*, 20, 29-48.

Glenn J.W., Lewis W.V. (1961) – Measurement of the side-slip at Austerdalsbreen. *Journal of Glaciology*, 3, 30, 1109-1122.

Gobejishvili R. (2004) – Late Pleistocene (Würmian) glaciation of the Caucasus. In : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 129-134.

Godard A. (1965) – *Recherches de géomorphologie en Ecosse du Nord-Ouest*. Thèse d'Etat, Université de Paris, Les belles Lettres, Paris, 701 p.

Godard A. (1975) – Modelés d'origine froide et roches cristallines. Symposium du 1 février 1975, *Bulletin de l'Association des Géographes Français* 422/423, 37-82.

Godard A. (1984) – Diversité des approches dans l'étude des régions françaises de socle. *Annales de Géographie*, 516, 182-203.

Godard A. (1989) – Les vestiges des manteaux d'altération sur les socles des Hautes Latitudes : identification, signification. *Zeitschrift für Géomorphologie*, Supplementband 72, 1-20.

Godard A., Lagasquie J.J., Lageat Y. (dir.) (1994) – *Les régions de socle : apports d'une école française de géomorphologie*. Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France, 324 p.

Godard A., Lagasquie J.J., Lageat Y. (Eds.) (2001) – *Basement Regions*. Springer, 306 p.

Gomez Ortiz A. (1985) – Morfología glacial del macizo de Calmquerdós. Los heleros instalados en su borde meridional. *Notes de Geografia Física*, 13/14, 85-96.

Gomez Ortiz A., Salvador i Franch F. (1997) – El glaciarismo de Sierra Nevada, el más meridional de Europa. In : *Les hualles glaciares de les montaña españolas*, Universidade de Santiago de Compostela, 385-430.

González-Sampériz P., Valero-Garcès B.L., Moreno A., Jalut G., García-Ruiz J.M., Martí-Bono C., Delgado-Huertas A., Navas A., Otto T., Dedoubat J.J. (2006) – Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38–52.

Goodman R.E. (1980) – *Introduction to the rock mechanics*. Wiley & Sons, Chichester-New York.

Gorbunov A.P. (1983) – Rock glaciers of the mountains of middle Asia. *Proceeding of the 4th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska*. National Academic Press, Washington, 359-362.

Gordon J.E. (1977) – Morphometry of cirques in the kintail-affric-cannich area of northwest Scotland. *Geografiska Annaler*, 59 A, 3/4, 177-194.

Gordon J.E. (2001) – The corries of the Cairngorm Mountains. *Scottish Geographical Journal*, 117, 49-62.

Goron L. (1941) – Les vallums morainiques et les terrasses des dernières glaciations dans la région prépyrénéenne et son avant-Pays. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 12, 5-429.

Gosse J.C., Phillips F.M. (2001) – Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.

Goudie A. (1995) – *The changing earth ; rates of geomorphological processes*. Blackwell, Oxford-Cambridge, 302 p.

Gould S.J. (1972) – Allometric fallacies and the evolution of *Gryphaea* : A new interpretation based on White's criterion of geometric similarity. In Dobzhansky T., Hecht M. K., Steere W.C. (eds.) – *Evolutionary biology*, Vol. 6, New York, Appleton-Century-Crofts, 91-119.

Gourinard Y. (1971) – Les moraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puicerdà (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *Compte Rendu Académie des sciences*, série D 272, 3112-3115.

Graf W.L. (1970) – The geomorphology of the glacial valley cross-section. *Arctic and Alpine Research*, 2, 303-312.

Graf W.L. (1976) – Cirque as glacier locations. *Arctic and Alpine Research*, 8, 79-90.

Graf A.A., Strasky S., Ivy-Ochs S., Akçar N., Kubik P.W., Burkhard M., Schlüchter C. (2007) – First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. *Quaternary International*, 164-165, 42-52.

Granger D.E. (2006) – A review of burial dating methods using ²⁶Al et ¹⁰Be. In : Siame L., Bourlès D., Brown E.T. (eds) *In situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes*. The Geological Society of America, special paper 415, 146 p.

Gray J.T. (1970) – Mass wasting studies in the Ogilvie and Wernecke Mountains, Central Yukon territory. *Geological Survey Canada Papers*, 70/1(A), 192-195.

Gray J.T. (1972) – Debris accretion on talus slopes in the central Yukon Territory. In Slaymaker H.O.; McPherson H.J. (eds), *Mountain Geomorphology*. Tantalus Press, Vancouver, 75-84.

Guitard G. (1970) – *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillets du massif du Canigou (Pyrénées orientales)*. Mémoire BRGM, 63, 353p.

Guiter F., Andrieu-Ponel V., Digerfeldt G., Reille M., de Beaulieu J.-L., Ponel P. (2005) – Vegetation history and lake-level changes from the Younger Dryas to the present in eastern Pyrenees (France): pollen, plant macrofossils and lithostratigraphy from Lake Racou (2000 m a.s.l.). *Vegetation History and Archaeobotany*, 14, 99–118.

Gunnell Y., Calvet M. (2006) – Comment on : *Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain*, by Babault J. et al., *Tectonics*, vol. 24, TC2010, doi : 10.1029/2004TC001697. *Tectonics*, vol. 25, TC 3003, doi: 10.1029/2005TC001849.

Gunnell Y., Zeyen H., Calvet M. (2008) – Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 263, 151-166.

Gunnell Y., Calvet M., Brichau S., Carter A., Aguilar J.-P., Zeyen H. (2009) – Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 276, 302-313.

Gunnell A.M. (1987) – Fluvial sediment yield from alpine, glacierized catchments. In Gunnell A.M. ; Clark M.J. (eds.) *Glaciofluvial sediment transfer: An alpine perspective*, Wiley & Sons, Chichester-New York, 415-420.

Guyomard A., Nicoud G., Rousset P. (2007) – Enregistrement des fluctuations glaciaires dans la moyenne vallée de l'Ugine en rive droite de la vallée de la Drance (région d'Evian, Haute Savoie). *Quaternaire*, 18, 243–252.

Hagen J.O., Wold B., Liestøl O., Østrem G., Sollid J.L. (1983) – Subglacial processes at Bondhusbreen Glacier, Norway : Preliminary results. *Annals of Glaciology*, 4, 91-8.

Hall K., Otte W. (1990) – A note on biological weathering on nunataks of the Juneau icefield, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 189–196.

Hall A.M., Sugden, D.E. (1987) – Limited modification of mid-latitude landscapes by ice sheets: the case of northeast Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 531-542.

Hallet B. (1979) – A theoretical model of glacial abrasion. *Journal of Glaciology*, 23, 39-50.

Hallet B. (1981) – Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice. *Annals of Glaciology*, 2, 23-28.

Hallet B. (1996) – Glacial quarrying : a simple theoretical model. *Annals of Glaciology*, 22, 1-8.

Hallet B.; Hunter L.; Bogen J. (1996) – Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers : a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12, 213-235.

Hammer K.M., Smith N.D. (1983) – Sediment production and transport in a proglacial stream: Hilda Glacier, Alberta, Canada. *Boreas*, 12, 91-106.

Harbor J.M., Hallet B., Raymond C.F. (1988) – A numerical model of landform development by glacial erosion. *Nature*, 333, 348.

Haritashya U., Singh P., Kumar N., Gupta R.P. (2006) – Suspended sediment from the Gangotri Glacier: Quantification, variability and associations with discharge and air temperature. *Journal of Hydrology*, 321, 116–130.

Hasholt B., Desmond E.W., Owens P.O. (2000) – Sedimentation in arctic proglacial lakes: Mittivakkat Glacier, south-east Greenland. *Hydrological Processes*, 14, 676–699.

Häuselmann Ph., Fiebig M., Kubik P., Adrian H. (2007) – A first attempt to date the original “Deckenschotter” of Penck and Brückner with cosmogenic nuclides, *Quaternary International*, 164-165, 33-42.

Haynes V.M. (1968) – The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geografiska Annaler*, 50A, 221-234.

Haynes V.M. (1977) – The modification of the valley patterns by ice-sheet activity. *Geografiska Annaler*, 59A, 195-207.

Haynes V.M. (1998) – The morphological development of alpine valley heads in the Antarctic Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 53-67.

Hebdon N.J., Atkinson T.C., Lawson T.J., Yong I.R. (1997) – Rate of glacial valley deepening during the late quaternary in Assynt, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 307–315.

Heimsath A.M., Mc Glynn R. (2008) – Quantifying periglacial erosion in the Nepal high Himalaya. *Geomorphology*, 97, 5-23.

Helgason J., Duncan R.A. (2001) – Glacial–interglacial history of the Skaftafell region, southeast Iceland, 0–5 Ma. *Geology*, 29, 179–182.

Hérail G., Jalut G. (1986) – L’obturation de Sost (Haute-Garonne) : données nouvelles sur le paléo-environnement de la phase de progression du glacier würmien dans les Pyrénées centrales. *Comptes-Rendus de l’Académie des Sciences*, série II 303, 743–748.

Hetu B. (2004) – Structure et évolution des formations de versant. In : Dépôts de pente continentaux. Dynamiques et faciès. *Quaternaire*, hors-série 1, 199–216.

Hétu B., Gangloff P. (1989) – Dépôts glaciaires du Pléistocène inférieur sur le piémont des Pyrénées Atlantiques. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 384-403.

Hicks D.M., McSaveney M.J., Chinn T.J.H. (1990) – Sedimentation in proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arctic and Alpine research*, 22, 26-42.

Hinchliffe S., Ballantyne C.K. (1999) – Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 115, 53-70.

Hjelstuen B.O., Lauritzen, Ø. (1996) – Cenozoic erosion and sediment yield in the drainage area of the Storfjorden Fan. *Global and Planetary Change*, 12, 95–117.

Höfer H. (1879) – Gletscher und Eiszeitstudien. *Sitzungsberichte der Academie der Wissenschaften in Wien, Mathematische-naturwissenschaftliche Klasse* 79.

Hoffmann T., Schrott L. (2002) – Modelling sediment thickness and rockwall retreat in an Alpine valley using 2D-seismic refraction (Reintal, Bavarian Alps). *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 127, 153–173.

Höllerman P. (1983) – Blokglatscher als Mesoformen der Periglazialstufe. *Bonner Geographische Abhandlungen*, 67, 1-73.

Hooke E.L., Elverhøi A. (1996) – Sediment flux from a fjord during glacial periods, Isfjorden, Spitsbergen. *Global and Planetary Change*, 12, 237–249.

Hubschman J. (1973) – Etablissement par l'étude des faciès d'altération, d'un schéma stratigraphique du Quaternaire garonnais et ariégeois. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Série D 277, 753-755.

Hubschman J. (1975) – *Morphogenèse et pédogenèse quaternaire dans le piémont des Pyrénées garonnaises et ariégeoises*. Thèse de Doctorat d'Etat Lettres, Université de Toulouse le-Mirail (1974). Atelier de reproduction des Thèses de Lille III, 745 p.

Hubschman J. (1984) – Glaciaire ancien et glaciaire récent : analyse comparée de l'altération de moraines terminales nord-pyrénéennes. In : *Hommage à François Taillefer. Montagnes et Piémonts. Actes du Colloque de Géomorphologie sur les relations entre les montagnes récentes et leurs piémonts, Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 313-332.

Huggett R.J. (2003) – *Fundamentals of Geomorphology*. *Routledge Fundamentals of Physical Geography*, Taylor & Francis Group, London and New York, 386 p.

Hughes P.D., Woodward J.C., Gibbard P.L. (2006) – Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 50, 83–98.

Hughes P.D., Woodward J.C., Gibbard P.L. (2007a) – Middle Pleistocene cold stage climates in the Mediterranean: new evidence from the glacial record. *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 50-56.

Hughes P.D., Gibbard P.L., Woodward J.C. (2007b) – Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece. *Geomorphology*, 88, 242-253.

Humlum O. (2000) – The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35, 41-67.

Humphrey N.F., Raymond C.F. (1994) – Hydrology, erosion and sediment production in a surging glacier. Variegated Glacier. *Journal of Glaciology*, 98, 837-846.

Hunter L.E. (1994) – *Grounding-line systems of modern temperate glaciers and their effects on glacier stability*. Thèse Université Illinois, 467 p.

Icole M. (1973) – *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire*. Thèses sciences Paris, 328 p.

Iverson N. (1991) – Potential effect of subglacial water pressure fluctuations on quarrying. *Journal of Glaciology*, 37, 27-36.

Ivy-Ochs S., Schafer J., Kubik P.W., Synal H.A., Schluchter C. (2004) – Timing of the deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 47–55.

Ivy-Ochs S., Kerschner H., Kubik P.W., Schluchter C. (2005) – Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science*, 21, 115–130.

Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Maich M., Sailer R., Schaefer J., Kubik P.W., Synal H.A., Schluchter C. (2006) – The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenics ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . *Geological Society of America Special Paper 415*, 43–60.

Jäger S. (1997) – Fallstudien zur Bewertung von Massenbewegungen als geomorphologische Naturgefahr (in German), *Heidelberger geographische Arbeiten*, 108, 151.

Jalut G. (1977) – *Végétation et climat des Pyrénées Méditerranéennes depuis quinze mille ans*, Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Toulouse P. Sabatier, Archives d'Ecologie Préhistorique éd., 2 tomes, 141 p., 32 pl.

Jalut G., Delibrias G., Dagnac J., Mardones M., Bouhours M. (1982) – A palaeoecological approach to the last 21 000 years in the pyrenees: The peat bog of Freychinède (Alt. 1350 m, Ariège, South France). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 40, 321-359.

Jalut G., Andrieu V., Delibrias G., Fontugne M., Pagès P. (1988) – Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27,000 years. *Pollens et Spores*, 30, 357-394.

Jalut G., Montserrat J., Fontugne M., Delibrias G., Vilaplana J.M., Julia R. (1992) – Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews*, 11, 449–480.

Jarman D. (2006) – Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83, 161–182.

Jarman D. (2007) – Alain Godard on the NW Highlands of Scotland: present relevance for long-term landscape evolution studies. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 177-204.

Jaurand E. (2007) – *Les glaciers disparus de l'Apennin. Géomorphologie et paléoenvironnements glaciaires de l'Italie péninsulaire*. Publications de la Sorbonne, 382 p.

Jiménez Sánchez M., Farias Arquer P. (2002) – New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93–101.

Jonasson C., Nyberg R., Rapp A. (1997) – Dating of Rapid mass movements in Scandinavia: talus rockfalls, large rockslides, debris flows and slush avalanches. In: Matthews, J.A., Brunsden, D., Frenzel, B., Gläser, B., Weiß, M.M. (eds) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the holocene paleoclimate research*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 267–282.

Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J. (2001) – Oxygen isotopes and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16, 299–307.

Jorda M. (1988) – Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de haute Provence). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34/35, 111-122.

Jordan G.F. (1962) – Redistribution of sediments in Alaskan bays and inlets. *Geographical Review*, 52, 548-558.

Kaiser B. (1992) – Variations spatiales et temporelles dans les rythmes de l'évolution des versants alpins. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 3, 265–270.

Keller D., Moser M. (2002) – Assessments of field methods for rock fall and soil slip modelling. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 127, 127-135.

Kessler J., Chambraud A. (1986) – *La météo de la France : tous les climats localités par localités*. J.Clattès, 312 p.

Kjeldsen O. (1981) – *Material transport undersøkelser i Norske Bre-elver, 1980*. Norges Vassdrags-og Elektrisitetsvesen; Vassdragsdirektoret Hydrologisk Avedeling Rapport 1981 n° 4-81.

Kjeldsen O. (1983) – *Materialtransportundersøkelser i Norske Breelver, 1981*. Vassdragsdirektor, Hydrologisk Avedeling, Oslo Rapport, n°1- 83.

Kleman J.; Glasser N.F. (2007) – The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quaternary science Reviews*, 26, 585-597.

Koppes M.N., Hallet B. (2002) – Influence of rapid glacial retreat on the rate of erosion by tidewater glaciers. *Geological Society of America*, 30, 47–50.

Koppes M.N., Hallet B. (2006) – Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 11, F02023, doi: 10.1029/2005JF000349.

Kotarba A. (1971) – Comparaison of physical weathering and chemical denudation in the Polish Tatra Mountains. In: Macar P., Pissart A. (eds.) *Processus périglaciaires étudiés sur le terrain*. Université de Liège.

Kotarba A., Kaszowski I., Krzemien K. (1987) – *High-Mountain Denudational System of the Polish Tatra Mountain*. Polish Academy of Sciences, Wrocław.

Kubik P.W., Ivy-Ochs S., Masarik J., Frank M., Schlüchter C. (1998) – ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels Ötz, Valley Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 231-241.

Kubik W., Ivy-Ochs S. (2004) – A re-evaluation of the 0-10 ka ^{10}Be production rate for exposure dating obtained from the Köfels (Austria) landslide. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 618-622.

Lagasquie J.J. (1984) – *Géomorphologie des granites, les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*. Editions régionales du CNRS, Toulouse, 374 p.

Laine E.P. (1980) – New evidence from beneath the western North Atlantic for the depth of glacial erosion in Greenland and North America. *Quaternary Research*, 14, 1-11.

Lal D. (1991) – Cosmic ray labelling of erosion surfaces : in situ nuclide production rate and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 424-439.

Larsen E., Mangerud J. (1981) – Erosion rate of a Younger Dryas cirque glacier at Kråkenes, western Norway. *Annals of Glaciology*, 2, 153-158.

Laumonier B. (2008) – Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. In : Canerot J., Colin J.P., Platel J.P., Bilotte M. (coord.) *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*. Atlantica, Biarritz, 23-35.

Lawler D.M., Dolan M., Tomasson H., Zophoniasson S. (1992) – Temporal variability of suspended sediments flux from a subarctic glacier river, southern Iceland. In: Bogen et al. (eds.) *Erosion and sediment transport monitoring programs in river basins*. Proc. Oslo Symp. IAHS Publi., 210, 233-243.

Le Coeur C. (1994) – *Evolution géomorphologique et échelles d'analyse : l'exemple des Hébrides internes (Ecosse)*. Thèse d'Etat, université Paris 1, 757 p.

Le Coeur C. (1999) – Rythmes de dénudation tertiaire et quaternaire en Ecosse occidentale. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 291-304.

Lhenaff R. (1977) – *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse d'Etat, Université de Lille.

Lemartinel B. (2004) – Glacial events in the western Iberian Mountains. *In* : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 395-400.

Lewis C.J., McDonald E.V., Sancho C., Peña J.L., Rhodes E.J. (2009) – Climatic implications of correlated Upper Pleistocene and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.

Lhenaff R. (1977) – Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales. Thèse de doctorat d'état.

Li Y., Liu G., Cui Z. (2001) – Glacial valley cross-profile, Tian shan Mountains, China. *Geomorphology*, 38, 153-166.

Li Y., Harbor J., Stroeven A.P., Fabel D., Kleman J., Fink D., Caffee M. (2005) – Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1039–1049.

Lidmar-Bergström K. (1997) – A long-term perspective on glacial erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 55, 297-306.

Liestol O. (1967) – Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. *Norsk Polarinst. Skrifter*, 141, 63 p.

Lliboutry L. (1965) – *Traité de glaciologie*. Tome 2, Masson, Paris, 1040 p.

Linton D.L. (1949) – Unglaciated areas in Scandinavia and Great Britain. *Irish Geography*, 2, 25-33.

Linton D.L. (1950) – Unglaciated enclaves in glaciated regions, *Journal of Glaciology*, 1, 451-453.

Linton D.L. (1963) – The forms of glacial erosion. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 33, 1-28.

Long A., Davis O.K., De Lanois J. (1992) – Separation and ^{14}C dating of pure pollen from lake sediments : nanofossil AMS dating. *Radiocarbon*, 34, 557-560.

Lowe J.J., Walker M.J.C. (1997) – *Reconstructing Quaternary environments*, Longman, Londres, 446 p.

Lowe J.J., Hoek W.Z., INTIMATE Group (2001) – Interregional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1175–1187.

Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björck S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C., Yu Z.C., INTIMATE Group (2008) – Synchronisation of paleoenvironmental events in the

North Atlantic region during the Last Termination : a revised protocol recommended by the INTIMATE Group. *Quaternary Science Reviews*, 27, 6-17.

Lukas S. (2006) – Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction – a perspective from the British Younger Dryas. *Progress in Physical Geography*, 30, 719-736.

Maizels J. (1978) – Débit des eaux de fonte, charges sédimentaires et taux d'érosion dans le massif du Mont Blanc. *Revue de Géographie Alpine*, 46, 65–91.

Mandier P. (1988) – *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire, essai de synthèse paléogéographique*. Document du BRGM n° 151, 871 p.

Mandier P. (1988b) – Les problèmes chronologiques posés par les phases de récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34/35, 123-128.

Mandier P. , Evin J., Argant J., Petiot R. (2003) – Chronostratigraphie des accumulations würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône. L'apport des dates radiocarbone. *Quaternaire*, 14, 113-128.

Mangado X., Mercadal O., Fullola J.M., Estebe X., Langlais M., Nadal J., Estrada A., Sánchez E., Lacruz S., Grimaó J. (2004) – Montlleó (Prats I Sansor, Cerdanya). El primer jaciment magdalenia a l'aire lliure en altitud al cor dels Pirineus. *Tribuna d'Arqueologia*, 23-44.

Mardonnes M. (1982) – *Le Pléistocène supérieur et l'Holocène du piémont de Lourdes : le gisement de biscaye (Hautes-Pyrénées, France). Etude palynologique, sédimentologique et géomorphologique*. Thèse de Doctorat de 3° cycle, Université de Toulouse P. Sabatier, 77p.

Mardonnes M., Jalut G. (1983) – La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, hautes Pyrénées) : approche paléoécologique des 45 000 dernières années. *Pollen et Spores*, 25, 163–211.

Marjanac L., Marjanac T. (2004) – Glacial history of the Croatian Adriatic and Coastal Dinarides. In : Ehlers J. , Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 19-28.

Marquette G.C., Gray J.T., Gosse J.C., Courchesne F., Stockli L., Macpherson G., Finkel R. (2004) – Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 19–38.

Martí-Bono C., González-Sampériz P., Valero-Garcès B., García-Ruiz J.M. (2002) – El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. In: Pérez-González A., Vegas J., Machado M.J. (eds.) *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio*. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología: Madrid, 17–20 settembre 2000. Publicaciones del instituto geológico y minero de España, serie: Geología n° 1, Madrid, 77–83.

Matsuoka N., Sakai H. (1999) – Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28, 309–328.

Meierding T.C. (1982) – Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range : a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18, 289-310.

Mengel O. (1915) – Glaciaire des Pyrénées-Orientales. *Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France*, 1/2, p. 13.

Menkovic L., Markovic M., Cupkovic T., Pavlovic R., Trivic B., Banjac N. (2004) – Glacial morphology of Serbia, with comments on the Pleistocene Glaciation of Monte Negro, Macadonia and Albania. In : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 379-384.

Mensing S.A. (1999) – A simple method to separate pollen for AMS radiocarbon dating and its application to lacustrine and marine sediments. *Radiocarbon*, 41, 1-8.

Météorologie Nationale de la France (1988) – *Carte des précipitations en France*. 2^o édition, Direction de la Météorologie Nationale, Service central d'exploration météorologique.

Mercier D. (2008) – Paraglacial geomorphology : Conceptual et methodological revival. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 219,222.

Messerli B., Zurbuchen M. (1968) – Blockgletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung. *Die Alpen*, 44, 139-152.

Middelton R., Brown L., Dezfouly-Arjomandy B., Klein J. (1993) - On ¹⁰Be standards and the half-life of ¹⁰Be. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B 82, 399–403.

Mills H.M. (1979) – Some implications of sediments studies for glacial erosion on Mount Rainer, Washington. *Northwest Science*, 53, 190-199.

Molnia B.F. (1985) – Processes on a glacier-dominated coast, Alaska. *Zeitschrift für geomorphologie*, 57, 141-153.

Molnia B.F., Carlson P.R., Levy W.P. (1978) – Holocene sediment volume and modern sediment yield, Northeast Gulf of Alaska. *American Association petroleum Geologists Bulletin*, 62, 545.

Montjuvent G., Nicoud G. (1988a) – Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines « internes » à la cuvette lémanique. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 34-35, 129-140.

Montjuvent G., Nicoud G. (1988b) – Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : Synthèse et réflexions. Colloque Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français (Pyrénées, Massif central, Jura, Corse). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 34-35, 147-156.

Montserrat Marti J. (1992) – *Evolucion glaciaria y postglaciaria del clima y la vegetacion en la vertiente sur del Pirineo : estudio palinológico*. Monografías del instituto pirenaico de ecología nº6, Consejo superior de investigaciones científicas, Saragossa, 147 p.

Moore T.C., Rea D.K., Godsey H. (1998) – Regional variation in modern radiocarbon ages and the hard-water effects in Lakes Michigan and Huron. *Journal of Paleolimnology*, 20, 347-351.

Morland L.W., Boulton G.S. (1975) – Stress in an elastic hump : the effects of glacier flow over elastic bedrock. *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A* 344, 157-173.

Morland L.W., Morris E.M. (1977) – Stress fields in an elastic bedrock hump due to glacier flow. *Journal of Glaciology*, 18, 67-75.

Müller B.U. (1999) – Paraglacial sedimentation and denudation processes in an Alpine valley of Switzerland. An approach to the quantification of sediments budgets. *Geodinamica Acta*, 12, 291-301.

Muttoni G., Ravazzi C., Breda M., Pini R., Laj C., Kissel C., Mazaud A., Garzanti E. (2007) – Magnetostratigraphic dating of an intensification of glacial activity in the southern Italian Alps during Marine Isotopic Stage 22. *Quaternary Research*, 67, 161-173.

Nesje A., Dahl S.O., Valen V., Øvstedal J. (1992) – Quaternary erosion in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Geomorphology*, 5, 511-520.

Nesje A., Sulebak J.R. (1994) – Quantification of late Cenozoic erosion and denudation in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 48, 85–92.

Nesje A., Whillans I.M. (1994) – Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9, 33-45.

Nishiizumi K., Winterer E.L., Kohl C.P., Klein J., Middleton R., Lal. D., Arnold J.R. (1989) – Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17907-17915.

Nishiizumi K., Imamura M., Caffee M.W., Southon J.R., Finkel R.C., Mc Aninch J. (2007) – Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B* 258 Beam Interactions with Materials and Atoms, 403-413.

North GRIP Members (2004) – High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.

Nussbaum F. (1945) – Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. *Jahresbericht der geographischen gesellschaft von Bern*. 35, 1-148.

Olyphant G.A. (1981) – Allometry and cirque evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 92, 679-685.

Olyphant G.A. (1983) – Analysis of the factors controlling cliff, burial by talus within Blanca Massif, Southern Colorado, USA. *Arctic and Alpine Research*, 15, 65–75.

Olyphant G.A. (1987) – Computer simulation of rock-glacier development under viscous and pseudoplastic flow. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 499-505.

Pallàs R., Rodés A., Braucher R., Carcaillet J., Ortuno M., Bordonau J., Bourlès D., Vilaplana J.M., Masana E., Santanach P. (2006) – Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937–1963.

Pallàs R., Rodés A., Braucher R., Bourlès D. (2008) – Small unconnected glacial basins as key target areas for surface exposure dating. Evidence from the SE Pyrenees (Iberian peninsula). Poster présenté à Goldschmidt.

Peña J.L., Sancho C., Lewis C., McDonald E., Rhodes E. (2004) – Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). In : Peña J.L., Longares L.A., Sánchez M. (Eds.) *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución fernando el Católico, Zaragoza, 71–84.

Penck A. (1883) – La période glaciaire dans les Pyrénées. *Société d'histoire naturelle de Toulouse*, 19, 105-200.

Penck A., Brückner E. (1909) – *Die alpen im eiszeitalter*. Chr. Herm Tauchnitz, Leipzig, 1199 p.

Pérez Alberti A., Valcárcel Díaz M. (1997) – Caracterización y distribución espacial del glacialismo pleistoceno en el noroeste de la península ibérica. In : *Les hualles glaciares de les montaña españolas*, Universidade de Santiago de Compostela, 17-62.

Peulvast J.P. (1985) – In situ weathered rocks on plateaus, slopes and strandflat areas of the Lofoten-Vesterålen, North Norway. *Fennia*, 163, 333-340.

Peulvast J.P. (1986) – structural geomorphology and morphological development in the Lfoten-Vesterålen, Norway. *Norsk. Geogr.Tidsskr.*, 40, 135-161.

Peulvast J.P. (1988) – Preglacial landform evolution in two coastal high latitude mountains : Lofoten-Vesterålen (Norway) and Scoresby Sund area (Greenland). *Annales de Géographie*, 70A/4, 351-360.

Phillips W.M., Hall A.M., Mottram R., Fifield L.K., Sugden D.E. (2006) – Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorms Mountains, Scotland: Timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorphology*, 73, 222-245.

Pigati J.S., Lifton N.A. (2004) – Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ^{14}C and ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 193-205.

Porter S.C. (2001) – Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067-1091.

Poser A. (1954) – Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillentaler Alpen). *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 15, 125-180.

Powell R.D. (1991) – Grounding-line systems as second-order controls on fluctuations of tidewater termini of temperate glaciers. In: Anderson J.B., Ashley G.M. (eds.) *Glacial marine sedimentation. Paleoclimatic significance*. Geological Society of America, Special Paper 261, 75-93.

Powell R.D., Molnia B.F. (1989) – Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Marine geology*, 85, 359-390.

Putkonen J., Swanson T. (2003) – Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59, 255-261.

Putkonen J., O'Neal M. (2006) – Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology*, 75, 408-419.

Putkonen J., Connolly J., Orloff T. (2008) – Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. *Geomorphology*, 97, 208-217.

Quinif Y., Maire R. (1998) – Pleistocene Deposits in Pierre Saint-Martin Cave, French Pyrenees. *Quaternary Research*, 49, 37-50.

Rapp A. (1960a) – *Talus slopes and mountain walls at Tempelfjord, Spitzbergen*. Thèse, Meddel, Uppsala Univ., 155A, 96 p.

Rapp A. (1960b) – Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42, 71-200.

Rapp A., Rudberg S. (1964) – Studies on periglacial phenomena in Scandinavia 1960–1963. *Biuletyn Peryglacjalny* 14, 79–81.

Rea B.R., Whalley W.B. (1994) – Subglacial observations from Oksfjordjøkelen, north Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 659-673.

Reid H.F. (1892) – Studies of Muir Glacier, Alaska. *National Geographic Magazine*, 4, 19–84.

Reille M., Andrieu V. (1993) – Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, série II 316, 547-551.

Reille M., Lowe J.J. (1993) – A re-evaluation of the vegetation history of the eastern pyrenees (France) from the end of the last glacial to the present. *Quaternary Science Reviews*, 12, 47-77.

Reille M., Andrieu V. (1995) – The late Pleistocene and Holocene in the Lourdes Basin, Western Pyrenees, France : new pollen analytical and chronology data. *Vegetation History and Archaeobotany*, 4, 1-21.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. (2004) – INTERCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration. *Radiocarbon* 46, 1029-1058.

Rekstad J.B. (1911) – Die ausfüllung eines sees vor dem ergabrae, dem grössten ausläufer des svartisen, als mass der gletschererosion. *Zeitchrift Gletscherkunde*, 6, 212-214.

Reuther A.U., Urdea P., Geiger C. Ivy-Ochs S., Niller H.P., Kubik P.W., Heine K. (2007) – Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by ^{10}Be exposure ages and pedological investigations. *Quaternary International*, 164-165, 151-169.

Robin J. de Q. (1976) – Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point ? *Journal of glaciology*, 16, 183-196.

Rodés Bolumburu A. (2008) – *La Última deglaciación en los Pirineos : Datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be , y modelado numérico de paleoglaciares*. Thèse de Doctorat, Université de Barcelone, p. 238

Rodés Bolumburu A., Pallàs R., Braucher R., Bourlès D., Delmas M., Calvet M., Gunnell Y. (2009) – The late pleistocene and holocene glaciation of the Malniu and Querol basins (Eastern Pyrenees), new ^{10}Be dataset and improvement of sampling strategies. Poster présenté à la *Rencontre datations : les formations superficielles en domaine continental, apport des nouvelles méthodes de datation. Le point sur les méthodes de datation, applications aux stratigraphies locales et régionales*, AFEQ-Université de Montpellier 3, 4 juin 2009.

Romieu R. (1960) – La vallée d'Angoustrine. Etude morphologique. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, 31, 49-70.

Rothlisberger H. (1968) – Erosive processes which are likely to accentuate or reduce the bottom relief of valley glaciers. *Int. Ass. Scient. Hydrol.*, 79, 87-97.

Rothlisberger H. (1979) – General discussion. *Journal of Glaciology*, 23, 385.

Röthlisberger H., Iken A. (1981) – Plucking as an effect of water-pressure variations at the glacier bed. *Annals of Glaciology*, 2, 57-62.

Roure F., Choukroune P. (1998) – Contribution of the ECORS seismic data to the pyrenean geology : crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. In : Damotte B. (coord.) *The ECORS Pyrenean deep seismic surveys : 1985-1994*. Mémoire de la Société Géologique de France, 173, 37-52.

Sánchez Frochoso M., Castañón Alvarez J.C. (1997) – El relive glaciar de la cordillera cantábrica. In : *Les hualles glaciares de les montaña españolas*, Universidade de Santiago de Compostela, 65-138.

Sacchi D., Langlais M. (2005) – *Chronologie et faciès du magdalénien méditerranéen*. Rapport du projet collectif de recherche n° 6289-153/2005.

Sancho C., Peña J.L., Lewis C., McDonald E., Rhodes E. (2003) – Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? *In* : Ruiz Zapata M.B. and five others (Eds.) *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region*. Universidad de Alcalá de Henares, 169–173.

Sancho C., Peña J.L., Lewis C., McDonald E., Rhodes E. (2004) – Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). *In* : Colombo Piñol F., Liesa Carrera C.L., Meléndez Hevia G., Pocoví Juan A., Sancho Marcén C., Soria de Miguel A.R., *Geo-Guías II Itinerarios Geológicos por Aragón*, 181-216.

Sass O. (1998) – Die Steuerung von Steinschlagmenge und Verteilung durch Mikroklima, Gesteinsfeuchte und Gesteinseigenschaften im westlichen Karwendelgebirge (Bayrische Alpen). Münchner Geographische Abhandlungen B Vol. 29. GEOBUCH-Verlag, München.

Sass O., Wollny K. (2001) – Investigations regarding alpine talus slope using ground-penetrating radar (GPR) in the Bavarians Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1071-1086.

Schiefer E., Gilbert R. (2008) – Proglacial sediment trapping in recently formed Silt Lake, Upper Lillooet valley, Coast Mountains, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1542-1556.

Schildgen T.F., Phillips W.M., Purves R.S. (2005) – Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology*, 64, 67–85.

Schoeneich, P. (2003) – Que s'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire ? Indices d'un changement écologique majeur dès 17–18.000 cal BP. *Preistoria Alpina*, 39, 9–17.

Schrött L., Adams T. (2002) – Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 128, 129-145.

Schlüchter C. (2002) – The deglaciation of the Swiss-Alps : a paleoclimatic event with chronological problems. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34/35, 141-146.

Schweizer J., Iken A. (1992) – The role of the bed separation and friction in sliding over an undeformable bed. *Journal of Glaciology*, 38, 77-92.

Selby M.J. (1982) – Controls on the stability and inclinaisons of hillslopes formed on hard rock. *Earth Surfaces, Processes, and Landforms*, 7, 449-467.

Seret G., Dricot E., Wansard G. (1990) – Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 453-456.

Sharp M.J., Tranter M., Brown G.H., Skidmore M. (1995) – Rates of chemical denudation and CO₂ drawdown in a glacier-covered catchment. *Geology*, 23, 61-64.

Sheaf M.A., Serpa L., Pavlis T.L. -2003) – Exhumation rates in the St Elias Mountains, Alaska. *Tectonophysics* 367, 1–11.

Siame L.L., Braucher R., Bourlès D.L. (2000) – Les nucléides cosmogéniques produits *in situ* : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171, 383-396.

Siame L., Bourlès D., Brown E.T. (2006) – In situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes. *The Geological Society of America*, special paper 415. 146 p.

Singh P., Ramasastri K.S., Kumar N., Bhatnagar N.K. (2003) – Suspended sediments transport from the Dokriani Glacier in the Garhwal Himalayas. *Nordic Hydrology*, 34, 221–244.

Small R.J. (1987) – Moraine sediments budgets. In Gurnell A.M., Clarck M.J. (eds.) *Glaciofluvial sediment transfer: An alpine perspective*, Wiley, Chichester, 165- 197.

Söderman G. (1980) – Slope processes in cold environments of Northern Finland. *Fennia*, 158, 83-152.

Solheim A., Riis F., Elverhøi A., Faleide J.I., Jensen L.N., Cloetingh S. (1996) – Impact of glaciations on basin evolution : data and models from the Norwegian margin and adjacent areas. Introduction and summary. *Global and Planetary Change*, 12, 1-9.

Sollid J.L.; Etzelmüller B.; Vatne G.; Ødegård R.S. (1994) – Glacial dynamics, material transfer, and sedimentation of Erikbreen and Hannabreen, Liefdefjorden, northern Siptsbergen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 97, 123-144.

Sorriaux P. (1981) – Etude et datation de remplissages karstiques : nouvelles données sur la paléogéographie quaternaire de la région de Tarascon (Pyrénées ariégeoises). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, série II 293, 703–706.

Sorriaux P. (1982) – *Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées Ariégeoises)*. Thèse de doctorat de 3^o cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse, 255 p.

Souchez R. (1971) – Rate of frost-shattering and slope development in dolomitic limestone, southwestern Ellesmere Island (Arctic Canada). *Quaternaria*, XIV, 21.

Souchez R.A., Lemmens M.M. (1987) – Solutes. In Gurnell A.M., Clarck M.J. (eds.) *Glaciofluvial sediment transfer: An alpine perspective*, Wiley & Sons, Chichester-New York, 285- 303.

Soutadé G. (1980) – *Modèles et dynamiques actuelles des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales. Thèse Doctorat d'Etat*, Université de Bordeaux III, (1978). Imprimerie Coopérative du Sud Ouest, Albi, 452 p.

Staiger J.K.W., Gosse C.G., Johnson J.V., Fastook J., Gray J.T., Stockli D.F., Stockli L., Finkel R. (2005) – Quaternary relief generation by polythermal glacier ice. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1145–1159.

Stone J.O. (2000) – Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23753–23759.

Stravers J.A. ; Syvitski J.P.M. (1991) – Land-sea correlations and evolution of the Cambridge Fjord marine basin during the last deglaciation of the northern Baffin Island. *Quaternary Research*, 35, 72-90.

Stroeven A.P., Fabel D., Hättestrand C., Harbor J. (2002a) – A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation : cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. *Geomorphology*, 44, 145-154.

Stroeven A.P., Fabel D., Harbor J., Hättestrand C., Kleman J. (2002b) – Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk–Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. *Geografiska Annaler*, 84A, 275–287.

Sugden D.E. (1974) – Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions. In : Brown E.H., Waters. R.S. (eds.) *Progress in geomorphology*. London Institute of British Geographers, Special Publication 7, 177-195.

Sugden D.E. (1977) – Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. *Arctic and Alpine Research*, 9, 27-47.

Sugden D.E. (1978) – Glacial erosion by the Laurentide ice sheet. *Journal of Glaciology*, 20, 367-391.

Sugden D.E. (1989) – Modification of old land surfaces by ice sheets. *Zeitschrift für Géomorphologie*, Supplementband 72, 163-172.

Sugden D., 2005. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. *Geomorphology*, 67, 317–334.

Sugden D.E., John B.S. (1976) – *Glaciers and landscape*. Arnold, Londres, 376 p.

Svensson H. (1959) – Is the cross section of a glacial valley a parabola? *Journal of Glaciology*, 3, 362-363.

Svendsen J.I., Mangerud J., Miller G.H. (1989) – Denudation rates in the Arctic estimated from lake sediments on Spitsbergen, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 76, 153–168.

Taillefer F., Durand M.C. (1959) – Les argiles à varves de Sibian près de Foix. *Bulletin de la société d'histoire naturelle de Toulouse*, 94, 253-261.

Taillefer F. (1960) – Les terrasses d'obturation glaciaire de la vallée de Saurat (Ariège). *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 31, 45-61.

Taillefer F. (1961) – Recherches récentes sur le relief glaciaire de la vallée de l'Ariège. *In : Pays de l'Ariège : archéologie, histoire, géographie*. Acte du congrès d'études régionales. Fédération des sociétés académiques et savantes Languedoc-Pyrénées-Gascogne. F. Cocharaux éd., 211-224.

Taillefer F. (1963) – La carte de Morphologie glaciaire des Pyrénées au 1/50 000. Feuilles de Foix et de Vicdessos. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 34, 5-10.

Taillefer F. (1967) – Le Néoglaciare Pyrénéen. *In : Mélange offerts à O. Tulippe*, Deculot & Gembloux éd., 134-147.

Taillefer F. (1969) – Les glaciations des Pyrénées. *In Actes VIII^e congrès international INQUA, Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, Paris, 19-32.

Taillefer F. (1973) – Le glaciaire de Foix. *Annales de la Fédération Pyrénéenne d'Economie Montagnarde*, 29, 13-23.

Taillefer F. (1977) – Le glacier de l'Ariège dans le bassin de Tarascon. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 48, 269-286.

Taillefer F. (1985) – Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 56, 323-338.

Thorarisson S. (1939) – Hoffelsjökull, its movement and drainage. *Geografiska Annaler*, 21, 189-215.

Tricart J., Cailleux A. (1962) – *Le modelé glaciaire et nival*. Sédes, Paris, 508 p.

Triganon A., Nicoud G., Guiter F., Blavoux B. (2005) – Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Evian par trois phases glaciaires durant le Würm. *Quaternaire*, 16, 57-64.

Turner C., Hannon G.E. (1988) – Vegetational evidence for the late Quaternary climate changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, B318, 451-485.

Turu i Michels V. (2002) – Análisis secuencial del delta de Erts. estratigrafía de un valle glaciario obturado intermitentemente. Relación con el último ciclo glaciario. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. *In: Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*, SEG- Departamento de geografía UVA, Valladolid, pp. 555-574.

Turu i Michels V., Peña Monné J.L.(2006) – Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d’Urgell-Organyà, Pirineos Orientales) : relación con el glaciario y la tectónica activa. In : Pérez-Alberti A., López-Bedoya J.(Eds.) *Geomorfología y territorio, IX Reunión Nacional de Geomorfología*, Universidad de Santiago de Compostela, 113-128.

Turu i Michels V., Boulton G.S., Ros i Visus X., Peña Monné J.L., Martí i Bono C., Bordonau i Ibern J., Serrano-Cañadas E., Sancho-Marcén C., Constante-Orrios A., Pous i Fábregas J., Gonzalez-Trueba J.J., Palomar i Molins J., Herrero i Simón R., Garcia-Ruiz J.M. (2007) – Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la péninsule ibérique : comparaison entre les vallées d’Andorre (Pyrénées orientales), du Gallego (Pyrénées centrales) et du Trueba (Chaîne cantabrique). *Quaternaire*, 18, 309-325.

Tzedakis P.C., Frogley M.R., Lawson I.T., Preece R.C., Cacho I., de Abreu L. (2004) – Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: The response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology*, 32, 109–112.

Urdea P. (2004) – The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. In : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 301-308.

Van Husen D. (2004) – Quaternary glaciations in Austria. In : Ehlers J., Gibbard P. (eds) *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 1-14.

Veyret Y. (1978) – *Les modelés et formations d’origine glaciaire dans le massif central : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne*. Thèse d’Etat, 783 p.

Viers G. (1960) – *Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont. Pays Basque français et Barétons*. Thèse de Doctorat d’Etat Lettres, Privat éd., Toulouse, 604 p.

Viers G. (1961) – Le glacier du massif du Carlit (Pyrénées-Orientales) et ses enseignements. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 32, 5-33.

Viers G. (1962) – *Les Pyrénées.*, coll Que sais-je ? n°995, PUF, Paris, 128 p.

Viers G. (1963) – Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir (Pyrénées orientales, France) et leurs rapports avec les terrasses alluviales. In : VI° Congrès INQUA, Varsovie 1961, vol. III, pp. 385-393.

Viers G. (1966) – La glaciation quaternaire dans le massif du Canigou (Pyrénées Orientales, France). *Pirineos*, 87-92.

Viers G. (1968) – La carte du relief glaciaire des Pyrénées. Feuille Mont-Louis au 1/50 000°. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 39, 429-434.

Vigneau, J.P. (1986) – *Climat et climats des Pyrénées orientales*. Thèse de Doctorat d’Etat, J.P.V. Editeur, Toulouse, France.

Vilaplana, J.M. (1983) – Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central southern Pyrenees). *Acta Geologica Hispanica*, 18, 217–233.

Vilaplana J.M., Schlüchter C., Verdaguer A. (1983) – Sedimentology and Stratigraphy of the Pleistocene sediments in Lla Llauset (Southern Pyrenees, Spain)- a first approach. *Acta Geologica Hispanica*, 18, 235-248.

Vilaplana J.M., Bordonau J. (1989) – Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire : le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana, Versant sud des Pyrénées). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 40, 219–224.

Vivian R. (1975) – *Les glaciers des alpes occidentales*. Thèse de doctorat d'état, Grenoble, 513 p.

Vivian R. (1979) – General discussion. *Journal of Glaciology*, 23, 386.

Wahrhaftig C., Cox A. (1959) – Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 383-436.

Walker M.J.C., Björk S., Lowe J.J., Cwynar L., Johnsen S., Knudsen K.L., Wohlfarth B., Intimate Group (1999) – Isotopic 'event' in the GRIP ice-core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1143–1150.

Warburton J., Beecroft I. (1993) – Use of meltwater stream material loads in the estimation of glacial erosion rates. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37, 19–28.

Wheeler D.A. (1984) – Using parabolas to describe the cross-sections of glaciated valleys. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 391-394.

White W.A. (1988) – More on deep glacial erosion by continental ice sheets and their tongues of distributary ice. *Quaternary Research*, 30, 137-150.

Zreda M.G., Phillips F.M. (1994) – Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms. *Water Resources Research*, 30, 3127–3136.

Zreda M.G., Phillips F.M. (1995) – Insights into alpine moraine development from cosmogenic ^{36}Cl buildup dating. *Geomorphology*, 14, 149-156.

Table des figures

Figure 0.1	Carte de localisation du domaine d'étude	8
-------------------	--	---

Chapitre 1

Figure 1.1	Le cycle d'érosion glaciaire de W.M. Davis	16
Figure 1.2	Profil schématique d'un glacier alpin et de son lit	17
Figure 1.3	Représentations graphique du modèle d'abrasion de Boulton	19
Figure 1.4	Variation des champs de contraintes entre l'amont et l'aval d'un obstacle d'après le modèle de Morland & Boulton (1975)	21
Figure 1.5	Représentation du modèle de Morland & Morris (1977)	22
Figure 1.6	Origine des matières dissoutes contenues dans les eaux proglaciaires	24
Figure 1.7	Modélisation des rapports entre processus d'érosion glaciaire et température de la glace basale sous un inlandsis	31
Figure 1.8	Le modèle d'érosion différentielle de Sugden	31
Figure 1.9	Le modèle de Harbor (1988)	35
Figure 1.10	Taux de dénudation fondés sur des quantifications de flux Sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires	37
Figure 1.11	Relation entre le taux de dénudation et la taille du bassin glaciaire	37
Figure 1.12	Contribution des principaux processus d'érosion glaciaire à la production de charge tractée au fond et en suspension	41
Figure 1.13....	Organigramme du transfert sédimentaire glaciofluvial	42
Figure 1.14	Taux de dénudation fondés sur la méthode volumique. Variabilité des gammes de valeurs en fonction de l'intervalle de temps de référence	45
Figure 1.15	Vitesses de recul de paroi fondées sur la méthode volumique. Variabilité des gammes de valeurs en fonction de la lithologie du bassin producteur	49
Figure 1.16	Evolution du taux de recul des parois rocheuses dans le nord de l'Écosse	50
Figure 1.17	Taux de recul de paroi fondés sur la méthode volumique. Variabilité des gammes de valeurs en fonction de l'intervalle de temps de référence	50
Figure 1.18	Mise en creux du Sognefjord	51
Figure 1.19	Variabilité de la dénudation enregistrée en contexte glaciaire par le biais des principales méthodes de quantification	58

Chapitre 2

Figure 2.1	Les grandes unités morpho-structurales des Pyrénées orientales	62
Figure 2.2	Esquisse structurale des Pyrénées orientales	64
Figure 2.3	L'emprise spatiale des paléoenglacements pyrénéens vue par Albrecht Penck (1883)	66
Figure 2.4	Le contraste d'ensoleillement entre les deux façades de la chaîne	70
Figure 2.5	Le contraste pluviométrique entre les deux façades de la chaîne	71
Figure 2.6	Estimation des superficies situées au-dessus de la ligne	

	d'équilibre glaciaire. Cas du massif de l'Aston.....	73
Figure 2.7	Carte des surfaces d'aplanissements néogènes est-pyrénéennes	75
Figure 2.8	Variabilité de l'empreinte glaciaire sur les versants des massifs de Tabé et de l'Aston	76
Figure 2.9	Hautes surfaces du Carlit et du Campcardos méridional	77
Figure 2.10	Hautes surfaces en position supraglaciaire et morsure des cirques.....	78
Figure 2.11	Des formes d'érosion glaciaire discrètes sur les <i>plas</i> de l'Aston.....	79
Figure 2.12	Modèles de type <i>areal scouring</i> et <i>plas</i> en position sub-culminante.....	80

Chapitre 3

Figure 3.1	La basse vallée montagnarde de l'Ariège vue par Hubschman (1984).....	89
Figure 3.2	Les paléoenglacements de l'Ariège vue par Taillefer (1985).....	90
Figure 3.3	Les complexes morainiques et fluvioglaciaire du Carol et d'Angoustrine vus par Calvet (1996)	91
Figure 3.4	Affleurement souterrain dans la grotte de Niaux, témoin de l'histoire anté-würmienne (P. Sorriaux, 1982)	94
Figure 3.5	Position des données ^{10}Be obtenues par Rodes Bolumburu (2008). Cas du Gave de Pau	114
Figure 3.6	Position des données ^{10}Be obtenues par Rodes Bolumburu (2008). Cas du Carol	117
Figure 3.7	Position des données ^{10}Be obtenues par Rodes Bolumburu (2008). Cas du Gave de la Noguera Ribagorçana	119

Chapitre 4

Figure 4.1	Etat d'altération des tills würmien et pré-würmiens du Carlit.....	125
Figure 4.2	Variation du taux de production en fonction de la profondeur.....	137
Figure 4.3	Variation temporelle de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire et du taux de production de cosmonucléides	138
Figure 4.4	Variabilité spatiale de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire et du taux de production de cosmonucléides	139
Figure 4.5	Taux de production et écran topographique	140
Figure 4.6	Effet de l'écrantage nival sur le taux de production de ^{10}Be	141
Figure 4.7	Évolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et du taux d'érosion	143
Figure 4.8	Diagramme exposition-enfouissement illustrant l'évolution de ^{26}Al et de ^{10}Be dans le quartz.....	144
Figure 4.9	Rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, durée d'enfouissement et héritage d'exposition en contexte glaciaire	145
Figure 4.10	Un échantillonnage portant sur des surfaces rocheuses polies par le passage du glacier	149
Figure 4.11	Un échantillonnage portant sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques (photos A et B).....	150
Figure 4.12	Un échantillonnage portant sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques (photos C et D).....	151

Chapitre 5

Figure 5.1	Dépôts glaciaires würmiens et pré-würmiens dans l'est des Pyrénées	154
Figure 5.2	Les jalons morainiques pré-würmiens du col du Rouy	156
Figure 5.3	Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires : bassin de Tarascon secteur Est	158
Figure 5.4	La séquence würmienne de Cazenave	159
Figure 5.5	Les séquences de formes situées en rive droite de la vallée d'Arnavé	161
Figure 5.6	Les séquences de forme sur la rive droite de l'Ariège.....	163
Figure 5.7	Les dépôts morainiques et fluvioglaciaires de Bompas et de Bernière.....	164
Figure 5.8	Séquence würmienne de la basse Courbière et raccords avec les stades définis dans le bassin de Tarascon.....	165
Figure 5.9	Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires : Bassin de Tarascon secteur Ouest	167
Figure 5.10	Séquences de formes et de dépôts dans la vallée de Saurat	169
Figure 5.11	Dépôt pré-würmien du vallon de la Font de l'Ours	170
Figure 5.12	La séquence morainique würmienne de Gourbit.....	172
Figure 5.13	Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires : Bassin de Foix-Montgaillard et abords	174
Figure 5.14	Les jalons morainiques pré-würmiens du vallon de Caraybat	176
Figure 5.15	Dépôts pré-würmiens du bassin de Foix-Montgaillard	179
Figure 5.16	Séquence de formes et de dépôts situés en basse Barguillère	180
Figure 5.17	Les argiles à varves de Sibian	181
Figure 5.18	Les nappes de la plaine de Pamiers.....	184
Figure 5.19	Les nappes fluvioglaciaires de la plaine de Palmiers.....	185
Figure 5.20	Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires : basse vallée du Vicdessos.....	187
Figure 5.21	Le complexe morainique du col de Larnat.....	188
Figure 5.22	Les jalons morainiques pré-würmiens du complexe de Larnat.....	189
Figure 5.23	La séquence de formes würmiennes du vallon de Miglos	190
Figure 5.24	La séquence de formes würmiennes dans la vallée de Gnioure.....	191
Figure 5.25	Les jalons pré-würmiens situés en rive gauche du Vicdessos.....	194
Figure 5.26	La séquence würmienne de Lapège à Génat	195
Figure 5.27	Le remplissage glaciolacustre et deltaïque de Niaux	196
Figure 5.28	Les trois phases de stationnement du glacier dans le val d'Ariège d'après Bertrand (1963).....	199
Figure 5.29	Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires : haute vallée de l'Ariège	200
Figure 5.30	Würm et pré-Würm sur les marges du Pas de Soulobrie	201
Figure 5.31	La séquence de formes et de dépôts du transect Appy-Denladel	203
Figure 5.32	La séquence de formes et de dépôts du transect Axiat-Trimouns.....	204
Figure 5.33	Les formes et dépôts glaciaires de la soulane de Larcat	207
Figure 5.34	Les dépôts würmiens de la marge septentrionale du plateau de Beille.....	208
Figure 5.35	Les altérites situées au flanc de l'auge de l'Aston, sur la marge du plateau de Beille.....	209
Figure 5.36	Les stades de déglaciation du vallon de Gargante.....	210
Figure 5.37	La séquence würmienne sur la marge méridionale du bassin d'Ax-les-Thermes	212
Figure 5.38	Altérite en position de flanc d'auge en rive droite de l'Ariège en amont d'Ax-les-Thermes	213

Figure 5.39	Le complexe morainique de Petches.....	214
Figure 5.40	La haute vallée de l'Hers.....	215
Figure 5.41	Würm et pré-Würm dans le bassin d'Ax-les-Thermes.....	216
Figure 5.42	Le remplissage glaciolacustre et deltaïque de Goulours-La Forge.....	217
Figure 5.43	Würm et pré-Würm sur la marge nord du bassin d'Ax-les-Thermes.....	218
Figure 5.44	Emprise spatiale des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens (secteur aval).....	220
Figure 5.45	Emprise spatiale des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens (secteur amont).....	222
Figure 5.46	Le cadre topographique de la marge sud-est du massif du Carlit.....	223
Figure 5.47	Le complexe morainique terminal du Galbe.....	224
Figure 5.48	Le complexe morainique terminal de la Têt et le remplissage de l'ombilic de Barrès.....	226
Figure 5.49	Carte géomorphologique des formes et dépôts glaciaires : la marge sud-est du massif du Carlit.....	227
Figure 5.50	Emprise spatiale des paléoenglacements würmiens sur la marge sud-est du Carlit.....	228
Figure 5.51	Une empreinte glaciaire discrète sur la marge du glacier de plateau du Carlit : secteur Estagnets.....	229
Figure 5.52	Une empreinte glaciaire discrète sur la marge du glacier de plateau du Carlit : secteur Maurà-La Padrilla.....	230
Figure 5.53	Le complexe morainique terminal de la Têt au niveau de la Borde.....	232
Figure 5.54	Les derniers stades de glacier de vallée de la marge sud-est du massif du Carlit : les stades Grave-aval.....	234
Figure 5.55	Les moraines openwork du secteur Soccarades.....	236
Figure 5.56	Altérites et racines d'altération en position de marge glaciaire.....	237
Figure 5.57	Des restes d'altérites au cœur du domaine englacé : le site de la Balmette.....	238
Figure 5.58	Des restes d'altérites au cœur du domaine englacé : Le cas des Forats.....	239
Figure 5.59	Les cordons morainiques du stade des Cirques.....	241
Figure 5.60	Les glaciers rocheux du massif du Carlit.....	242
Figure 5.61	Le site de la Grave-amont.....	244
Figure 5.62	L'emprise spatiale des paléoenglacements würmiens dans l'est des Pyrénées.....	246

Chapitre 6

Figure 6.1	Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be . Cas de la marge sud-est du massif du Carlit.....	248
Figure 6.2	Position des sites datés par ^{10}Be et ^{14}C dans la séquence würmienne. Cas de la marge sud-est du massif du Carlit.....	249
Figure 6.3	Proposition de corrélation entre la série de datations obtenues sur la marge sud-est du Carlit et un calendrier isotopique global.....	252
Figure 6.4	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site E du bassin de la Têt...	258
Figure 6.5	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site I du bassin de la Têt...	259
Figure 6.6	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site P du bassin de la Têt...	260
Figure 6.7	Les surfaces rocheuses en position de paroi de verrou et associées à des traces d'arrachage par <i>quarrying</i> . Cas du site P de la marge	

	sud-est du massif du Carlit	261
Figure 6.8	Proposition de corrélation entre la série de datations obtenues sur la marge sud-est du Carlit et un calendrier isotopique global (ensemble des données ^{10}Be disponibles).....	263
Figure 6.9	Carte de localisation des sites d'échantillonnage en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be	268
Figure 6.10	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site A du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique du col d'Ijou-Ardoulens)	269
Figure 6.11	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site B du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique de Larnat).....	271
Figure 6.12	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site C du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique de Larcet).....	272
Figure 6.13	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site D du bassin glaciaire ariégeois (verrou du Barri).....	273
Figure 6.14	Position des sites datés par ^{10}Be du bassin de Tarascon	275
Figure 6.15	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site E du bassin glaciaire ariégeois (nappe fluvioglaciale de Ginabat)	276
Figure 6.16	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site F du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Pujoles aval).....	277
Figure 6.17	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site G du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Pujoles amont).....	278
Figure 6.18	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site I du bassin glaciaire ariégeois (complexe morainique de Bernière).....	279
Figure 6.19	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site J du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Perles).....	280
Figure 6.20	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site K du bassin glaciaire ariégeois (verrou d'Ax-les-Thermes).....	281
Figure 6.21	Les surfaces rocheuses échantillonnées sur le site K du bassin glaciaire ariégeois (verrou de Freychinèdes).....	282
Figure 6.22	Proposition de corrélation entre la série de datations obtenues sur la séquence würmienne du bassin glaciaire ariégeois et un calendrier isotopique global.....	285
Figure 6.23	Position des échantillons prélevés sur le complexe morainique du Carol en vue de datations par le cosmonucléide ^{10}Be	293
Figure 6.24	Les blocs erratiques échantillonnés sur le site A du complexe morainique du Carol	294
Figure 6.25	Position des surfaces B1, B2 et B3 sur le bloc erratique associé à la moraine M2	295
Figure 6.26	Les blocs erratiques échantillonnés sur le site B du complexe Morainique du Carol.....	296
Figure 6.27	Les blocs erratiques échantillonnés sur les sites C et D du complexe morainique du Carol.....	297

Chapitre 7

Figure 7.1	Le cadre spatio-temporel de l'enregistrement sédimentaire	310
Figure 7.2	Méthode de quantification du volume sédimentaire : position des transects - superficie (S_z) et épaisseur (T_z) des zones sédimentaires.....	312
Figure 7.3	Méthode de quantification du volume sédimentaire : profil sédimentaire (t_i) des différents transects.....	313

Figure 7.4	L'emprise spatiale des trois unités chrono-sédimentaires.....	315
Figure 7.5	L'emprise spatiale des dépôts au faciès openwork du secteur Soccarades	318
Figure 7.6	Variabilité des taux de dénudations issus de la méthode volumique en fonction de l'intervalle de temps de référence	320
Figure 7.7	Variabilité des taux de recul de paroi issus de la méthode volumique en fonction de l'intervalle de temps de référence	321
Figure 7.8	Part des MES dans le transfert sédimentaire glaciofluvial.....	324
Figure 7.9	Tranche érodée issues des méthodes « flux » et « volumique » et durée de l'enregistrement sédimentaire de référence.....	326
Figure 7.10....	Relais sédimentaire pré-würmien et production würmienne de débris	329
Figure 7.11	Production würmienne de débris liée au travail de l'érosion sous-glaciaire et à la « production paraglaciale primaire »	332
Figure 7.12	Un modèle d'évolution du relief en contexte glaciaire	334

Chapitre 8

Figure 8.1	L'analyse morphométrique d'un cirque glaciaire d'après Evans & Cox (1995)	340
Figure 8.2	Cartographie et hiérarchisation des arcs de cirques. Secteur Fontargente (haut Aston)	343
Figure 8.3	Cartographie et hiérarchisation des arcs de cirques. Secteur Trois Seigneurs	344
Figure 8.4	Procédure de mise en place de la base de données	348
Figure 8.5	Les trois modalités du paramètre type de ligne de crête	348
Figure 8.6	Carte de localisation des cirques glaciaires est-pyrénéens (rang 1, rang 2 et rang 3)	349
Figure 8.7	Fréquences et effectifs des cirques glaciaires est-pyrénéens classés par massifs d'appartenance	355
Figure 8.8	Altitude minimale les planchers de cirques glaciaires est-pyrénéens	356
Figure 8.9	Carte des types de crêtes auxquelles sont adossés les cirques glaciaires est-pyrénéens	357
Figure 8.10	Fréquences et effectifs des cirques glaciaires est-pyrénéens classés par types de crêtes.....	358
Figure 8.11	Lithologie dominante des cirques glaciaires est-pyrénéens	359
Figure 8.12	Rosaces des orientations préférentielles.....	360
Figure 8.13	Cartographie du paramètre longueur.....	362
Figure 8.14	Cartographie du paramètre largeur.....	363
Figure 8.15	Cartographie du paramètre amplitude	364
Figure 8.16	Cartographie du paramètre superficie	365
Figure 8.17	Cartographie du paramètre volume	366
Figure 8.18	Cartographie du paramètre ratio longueur-largeur.....	367
Figure 8.19	Cartographie du paramètre ratio longueur-amplitude	368
Figure 8.20	Cartographie du paramètre ratio largeur-amplitude	369
Figure 8.21	Cartographie du paramètre indice de circularité	370

Table des tableaux

Tableau 1.1	Contrainte de cisaillement nécessaire pour rompre différents types de roche en atmosphère non confinée d'après Goodman (1980).....	20
Tableau 1.2	Mesures directes d'abrasion sous-glaciaire.....	25
Tableau 1.3	Typologie des formes d'érosion glaciaire	29
Tableau 1.4	Taux de dénudation fondés sur des quantifications de flux Sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires	38
Tableau 1.5	Part de la charge en suspension et de celle tractée au fond dans le flux proglaciaire issus de glaciers de type alpins.....	41
Tableau 1.6	Taux de dénudation fondés sur la méthode volumique. Données actuelles	44
Tableau 1.7	Taux de dénudation fondés sur la méthode volumique Données holocène et pléistocène	46
Tableau 1.8	Vitesses de recul de paroi fondées sur la méthode volumique.....	48
Tableau 1.9	Taux de dénudation fondés sur la méthode « mise en creux ».....	53
Tableau 1.10	Taux de dénudation fondés sur l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits <i>in situ</i>	55
Tableau 2.1	Position de la LEG des principaux massifs des Pyrénées orientales.....	68
Tableau 2.2	Reconstitution de la superficie des paléozones d'accumulation glaciaire .	73
Tableau 3.1	Synthèse des données radiocarbones (^{14}C) et palynostratigraphiques concernant la chronologie pyrénéenne du Würm (façade septentrionale de la chaîne).....	98
Tableau 3.2	Synthèse des données radiocarbones (^{14}C) et palynostratigraphiques concernant la chronologie pyrénéenne du Würm (façade méridionale de la chaîne)	105
Tableau 3.3	Données ^{10}Be obtenues sur le Gave de Pau par Rodes Bolumburu (2008)	113
Tableau 3.4	Données ^{10}Be obtenues sur le Carol par Rodes Bolumburu (2008)	116
Tableau 3.5	Données ^{10}Be obtenues sur la Noguera Ribagorçana par Rodes Bolumburu (2008)	118
Tableau 4.1	Les possibilités de datation sur remplissages sédimentaires.....	133
Tableau 4.2	Caractéristiques de l'échantillonnage des sites de verrous	152
Tableau 6.1	Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues sur la marge sud-est du massif du Carlit.....	251
Tableau 6.2	Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues sur la séquence würmienne du bassin glaciaire ariégeois.....	284
Tableau 6.3	Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues sur le complexe morainique du Carol	298
Tableau 6.4	Synthèse des datations par le cosmonucléide ^{10}Be obtenues sur les dépôts pré-würmiens du bassin glaciaire ariégeois	300
Tableau 7.1	Caractéristiques des unités chrono-sédimentaires.....	317
Tableau 7.2	Vitesses de dénudations moyennes (D).....	320
Tableau 7.3	Vitesses de recul de paroi (R)	321
Tableau 7.4	Vitesses de recul de paroi sur les cirques de la marge sud-est du massif du Carlit (R).....	322
Tableau 7.5	Reculs de parois et dénudations moyennes envisageables sur	

	toute la durée du cycle glaciaire würmien	333
Tableau 8.1	Comparaison de morphométries réalisées par trois personnes différentes sur une même zone d'étude	338
Tableau 8.2	Paramètres de taille, de forme et de position appliqués à l'analyse morphométrique des cirques glaciaires.....	339
Tableau 8.3	Indices morphométriques retenus dans quelques études récentes	342
Tableau 8.4	Statistique descriptive univariée du paramètre altitude des planchers de cirque classées par massifs d'appartenance	356
Tableau 8.5	Base de comparaison des données morphométriques sur 4 populations de cirques élémentaires issues de montagnes méditerranéennes	361
Tableau 8.6	Analyse descriptive du paramètre longueur	362
Tableau 8.7	Analyse descriptive du paramètre largeur	363
Tableau 8.8	Analyse descriptive du paramètre amplitude	364
Tableau 8.9	Analyse descriptive du paramètre superficie	365
Tableau 8.10	Analyse descriptive du paramètre volume	366
Tableau 8.11	Analyse descriptive du paramètre ratio longueur-amplitude	367
Tableau 8.12	Analyse descriptive du paramètre ratio longueur-amplitude	368
Tableau 8.13	Analyse descriptive du paramètre ratio largeur-amplitude	369
Tableau 8.14	Analyse descriptive du paramètre indice de circularité	370
Tableau 8.15	Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre massif d'appartenance.....	372
Tableau 8.16	Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre orientation	373
Tableau 8.17	Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre altitude des planchers des cirques élémentaires occidentaux	374
Tableau 8.18	Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre type de crête	375
Tableau 8.19	Synthèse des analyses bivariées entre les paramètres de taille et le paramètre lithologie des cirques élémentaires	376
Tableau 8.20	Base de comparaison des coefficients d'allométrie obtenus sur l'ensemble des cirques glaciaires est-pyrénéen (rang 1, rang 2 et rang 3).....	378
Tableau 8.21	Allométrie ou isométrie des cirques élémentaires est-pyrénéens. Base de comparaison entre massifs	379

Annexes

Annexe A	Publication 2008, Delmas et al. in <i>Quaternary Research</i>	441
Annexe B	Publication 2009, Delmas et al. in <i>Quaternary Science Reviews</i>	455
Annexe C	Base de données en vue d’une analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens.....	473
Annexe D	Résultats des tests de dépendance et de significativité réalisés en vue de l’analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens.....	511

Annexe A

Delmas M., Gunnell Y., Braucher R., Calvet M., Bourlès D. (2008) – Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231–241.

Les datations ^{10}Be publiés dans cet article ont été produites à Gif-sur-Yvette sur la base du standard NIST et converties au standard ICN d'après Middleton et al. (1993). Les données définitives sont celles présentées dans cette thèse (cf. Tabl. 6.1, p. 251) ; elles ont été recalculées sur la base du standard proposé par Nishiizumi et al. (2007).



Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees

Magali Delmas^{a,b}, Yanni Gunnell^{b,*}, Régis Braucher^c, Marc Calvet^a, Didier Bourlès^c

^a Médi-Terra, Université de Perpignan, 52 av. Paul Alduy, 66860 Perpignan, France

^b UMR CNRS 8591, Université de Paris 7, Case 7001, 2 place Jussieu, 75251 Paris cedex 05, France

^c CEREGE, CNRS UMR 6635, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France

Received 7 October 2006

Available online 10 March 2008

Abstract

We present a chronology of ice recession in the eastern Pyrenees based on *in situ*-produced ^{10}Be data obtained from the Têt paleoglacier complex. The sampling strategy is based on the relative chronology provided by a detailed geomorphological map of glacial landforms. Results indicate that the last maximum ice advance occurred late (i.e., during Marine Isotope Stage 2) compared to the chronology currently established for the rest of the Pyrenees. Despite debatable evidence for a glacial readvance during the Oldest Dryas stage, ice-cap melt-out was rapid, residual cirque glaciers having disappeared by the Allerød interstage. This is consistent both with North Atlantic excursions established by the Greenland ice cores and paleoenvironmental data for the region. The rapid response of the east-Pyrenean ice cap to temperature variations is primarily linked to its small size compared to larger Pyrenean ice fields, to the dry Mediterranean climate, and to topography-related nonlinearities in which a small vertical rise in equilibrium line altitude generates a large change in ice mass. Possible sources of age uncertainty are discussed in the context of sampling design for single-nuclide (^{10}Be) dating of landform sequences in formerly glaciated landscapes.

© 2008 University of Washington. All rights reserved.

Keywords: Last Pleistocene glacial cycle; Deglaciation chronology; Geomorphological mapping; Beryllium exposure dating; Radiocarbon dating; Pyrenees

Introduction

Maximum ice extent (MIE) refers to the farthest advance of ice out of a mountain crest zone. Existing chronologies of the last glaciation in the Pyrenees indicate that the MIE of the last Pleistocene glacial cycle occurred earlier than the global last glacial maximum (LGM) of Marine Isotope Stage 2 (MIS 2). On the north side of the range, this is based on a series of radiocarbon ages obtained from glacio-lacustrine sediments contained behind MIE moraines (Fig. 1: Mardonne and Jalut, 1983; Andrieu, 1987; Andrieu et al., 1988; Jalut et al., 1988, 1992). These piedmont sites show that ice positions were stable until $29,500 \pm 1200$ (Gif-5683) ^{14}C yr BP in the Gave de Pau catchment (Biscaye borehole) and $24,400 \pm 1000$ (Gif-6867) ^{14}C yr BP in the Gave d'Ossau catchment (Estarres borehole) only a few kilometers upstream from the outermost terminal moraines of the MIE. Accelerated ice retreat at those western sites occurred soon after those dates, and is recorded

from $26,600 \pm 460$ (TAN-82282) ^{14}C yr BP on the Garonne river (Barbazan borehole). An early occurrence of both the MIE and the beginning of deglaciation are also confirmed on the Garonne glacier by pollen spectra (Sost lake: Hérail and Jalut, 1986). In the Ariège river catchment, the uranium-series-dated Niaux–Lomb-rives stalagmitic floor is 19–20 ka and seals glacial outwash deposits (Soriaux, 1981; Bakalowicz et al., 1984). Cessation of glacio-lacustrine sedimentation at the elevated sites of Bious (1550 m a.s.l.) and Freychinèdes (1350 m a.s.l.) also indicates that glaciers were essentially confined to cirques after $15,800 \pm 240$ (Gif-7078) and $14,700 \pm 800$ (Gif-5018) ^{14}C yr BP, respectively. This correlates with a sharp rise in drought-tolerant taxa in all pollen diagrams of the alpine vegetation zones (Andrieu et al., 1988). This cirque stage ('stade des cirques' of Viers, 1968), so named because it reflects the residual stages of glaciation in the Pyrenees, generated well-preserved moraine complexes. It was also termed 'Neoglacial' by Taillefer (1969), who suggested a glacial readvance. However, apart from a few localized sites where glaciers still occur today (Chueca Cía et al., 2004; Gellatly et al., 1992), details of latest Pleistocene stages remain poorly defined.

* Corresponding author.

E-mail address: gunnell@univ-paris-diderot.fr (Y. Gunnell).

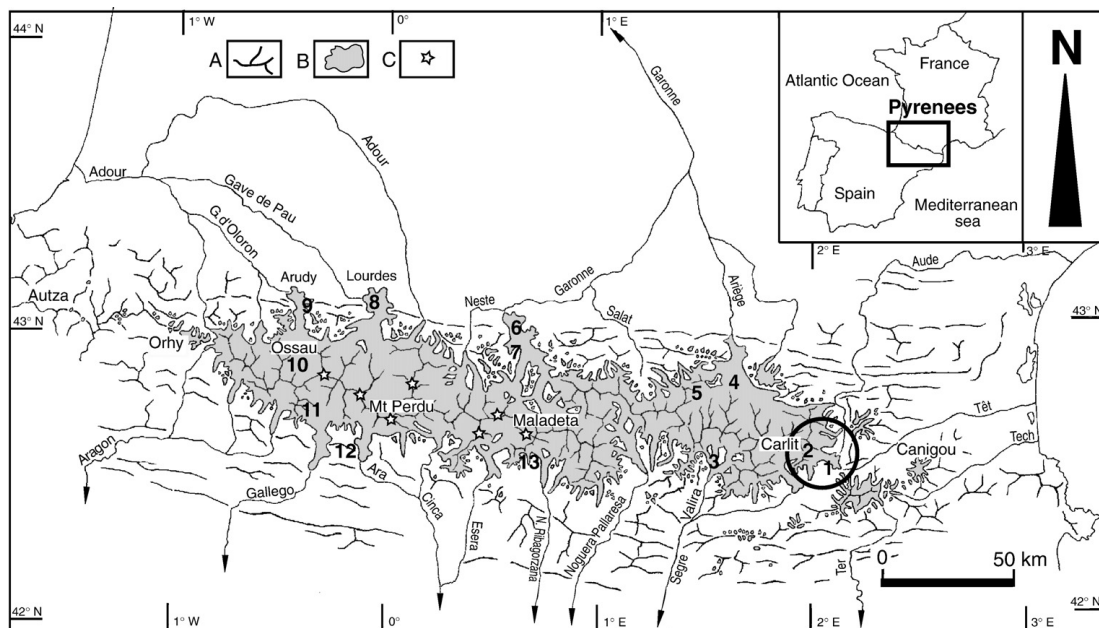


Figure 1. Maximum ice extent in the Pyrenees during the last glacial cycle (modified from Calvet, 2004). Key to locations mentioned in text: 1: La Borde and Le Racou. 2: La Grave-amont. 3: Arinsal (Andorre). 4: Niaux–Lombrives (Tarascon, Ariège). 5: Freychinèdes. 6: Barbazan. 7: Sost. 8: Biscaye. 9: Estarrès, Castet. 10: Bious. 11: Tramacastilla, Formigal, Portalet. 12: Linas de Broto. 13: Llestui. A: main topographic ridge lines. B: MIE ice field. C: massifs with surviving glaciers in the present day.

The chronology of the last glacial cycle on the south Pyrenean mountain front, also mostly indexed on radiocarbon ages, broadly matches findings obtained in the north. The early occurrence of the MIE on the Noguera Ribagorçana valley (Vilaplana, 1983; Vilaplana and Bordonau, 1989) is corroborated by recent OSL ages on glacio-fluvial terraces and terminal moraines of the Cinca (Sancho et al., 2003) and Gallego (Peña et al., 2004) rivers. On the Ara river, the 60 m-thick kame terrace of Llinas de Broto has yielded an AMS age of $30,380 \pm 400$ (AZ-35868) ^{14}C yr BP at 22 m from the base (Martí-Bono et al., 2002). As in the north, early deglaciation is supported by $29,400 \pm 600$ (Gif-8239) to $21,970 \pm 200$ (Gif-8258) ^{14}C yr BP sediment ages in the proglacial lake at Tramacastilla (upper Gallego basin), and in two peat bogs near the Pourtalet mountain pass ($20,150 \pm 150$ (AZ-35867) ^{14}C yr BP and $28,300 \pm 370$ (NSRL-11969) ^{14}C yr BP, respectively: García-Ruiz et al., 2003; González-Sampériz et al., 2006). This also concurs with data from the Cantabrian Mountains (Jiménez-Sánchez et al., 2002). Farther east, in Andorra, the delta and lake stratigraphy of the upper Arinsal valley has yielded ages ranging up-profile from $25,630 \pm 190$ (β -115017) to $17,430 \pm 140$ (β -115016) ^{14}C yr BP, suggesting an early severance of the Valira ice tongue from its tributaries (Turu i Michels, 2002). In summary, even though some radiocarbon ages are suspiciously old due to possible graphite contamination by Paleozoic schist outcrops (Bordonau i Ibern, 1992; Bordonau et al., 1993; Pallàs et al., 2006), or because AMS dating of single pollen grains cannot rule out that the grains are reworked from an older deposit (Reille and Lowe, 1993; Reille and Andrieu, 1995), orogen-scale chronologies of the MIE from both sides of the mountain belt are currently in remarkably good agreement.

Geomorphic setting and cosmogenic nuclide exposure dating method

Relative chronology based on geomorphologic mapping

The Têt River flows to the Mediterranean Sea and the Pleistocene Têt glacier remained contained in the uppermost section of this now entirely deglaciated fluvial catchment (Fig. 2). Given that landforms and deposits from the last glaciation are remarkably well preserved, this area forms an ideal laboratory for studying the stages of glacial retreat using cosmogenic radionuclide dating (CRN). Up to eight stages of glacier recession have been mapped (Fig. 3). During the MIE (Fig. 4a), the massif was covered by an ice cap, with few nunataks and 300-m-thick valley ice flowing south. Geometric relationships between recessional and lateral moraines show that ice had thinned by the time of the Borde stage (Fig. 4b). This caused a fragmentation of the ice cap into several tongues separated by ice-free embayments at 2.2 km a.s.l. The accumulation zones were nevertheless sufficiently well supplied for the main Têt glacier tongue to extend to within only 2–3 km from the MIE terminal moraines. Decay of the ice cap proceeded through successive break-up stages (Fig. 4c to e), finally attaining the cirque stage (Fig. 4f). This involved active cirque glaciers facing north, east and southeast with a record of up to 4 recessional moraines.

CRN sampling strategy

Compared with the potential for radiocarbon dating in deglaciated areas, which must focus on post-glacial or interglacial organic-sediment traps, CRN presents the advantage of allowing

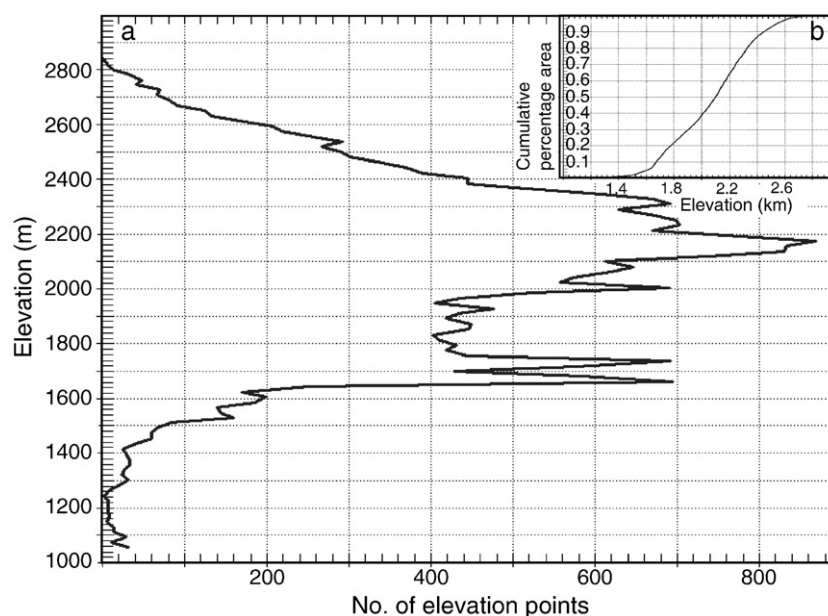


Figure 2. Hypsometry of the upper Têt basin. a: hypsometric curve; b: hypsometric integral. Data derived from Shuttle Radar Topography Mission 90-m digital elevation map. Note the wide extent of plateau topography between 2000 and 2400 m a.s.l. and limited residual surface area above that threshold, with implications for rapid ice cap recession for small increments in upward ELA migration.

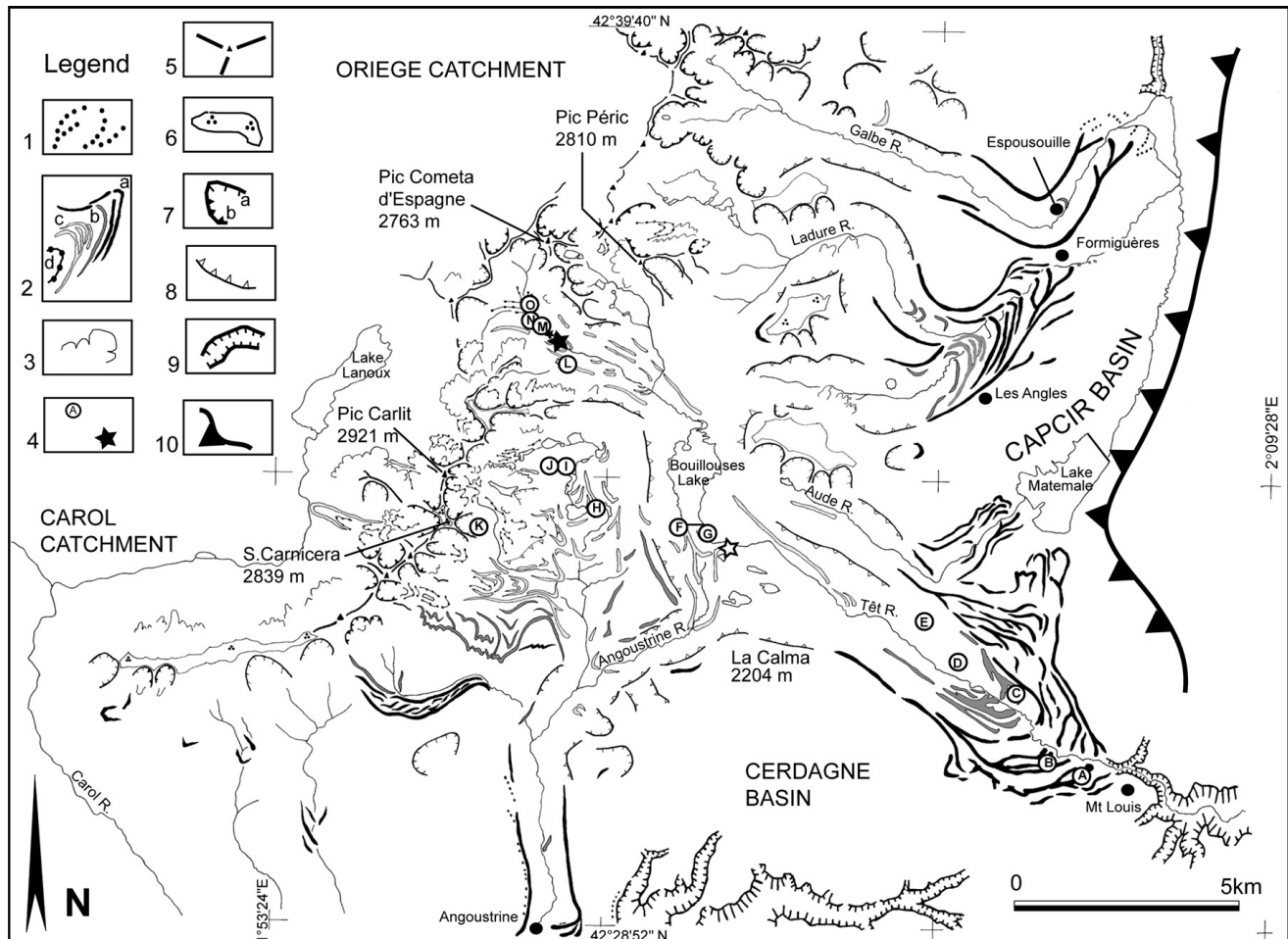


Figure 3. Geomorphological map and relative chronology of glacial landforms. Key to symbols: 1: pre-Würm moraines. 2: moraines from the last glacial cycle (a: MIE; b: Borde stage; c: break-up stages; d: cirque stage). 3: rock glaciers. 4: ¹⁰Be sampling sites (circled letters), radiocarbon-dated Grave-amont (black star) and Racou (open star) sites after Guiter et al. (2005). 5: topographic ridge lines and main summits. 6: non-glaciated surfaces exhibiting marks of frost action. 7: scree-covered (a) and bedrock (b) cirque walls. 8: main glacial trough walls. 9: fluvial incision. 10: west-facing faceted fault scarp on east side of Capcir half-graben.

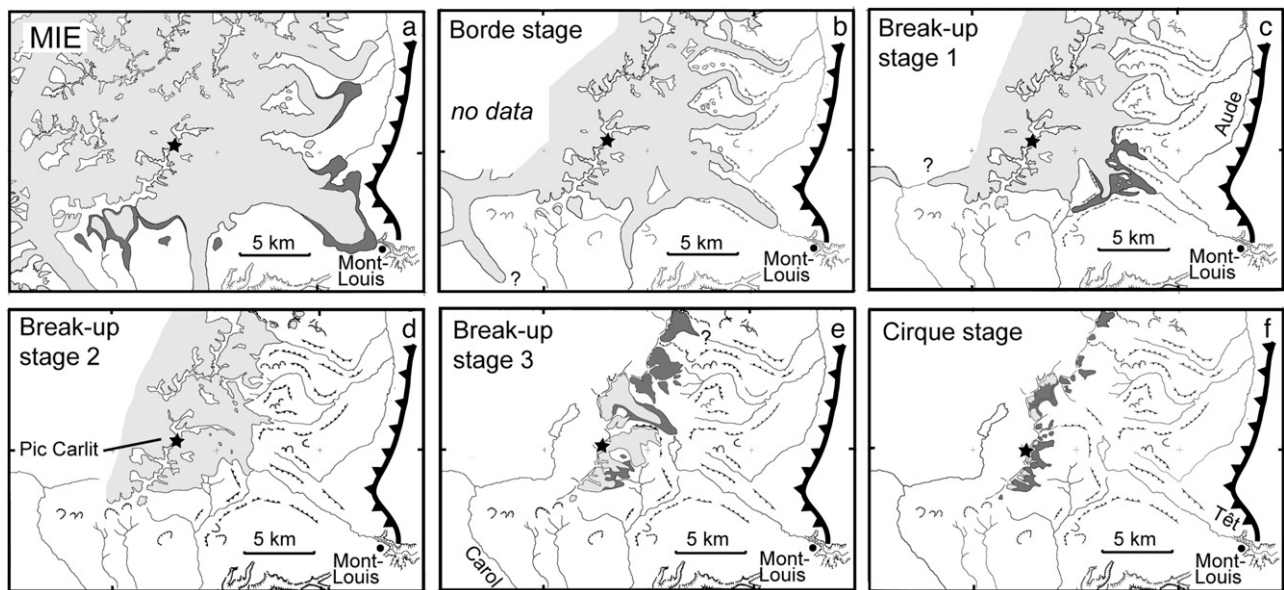


Figure 4. Reconstruction of the Carlit ice cap at successive recessional stages (a to f) based on detailed geomorphological mapping from aerial photographs and field reconnaissance. Symbols, ornaments and lat/long tick marks as in Figure 3. At each stage, dark gray and light gray shading define the uncertainty of glacier extent (i.e., maximum and minimum position of ice fronts, respectively) linked to the mapping method.

glacial landforms to be sampled directly. Furthermore, it becomes possible to track the geomorphic sequence from MIE terminal moraines to the cirques, and thus reconstruct the last glacial cycle. Ideally (i.e., irrespective of local-scale environmental factors which we discuss later), the concentration of *in situ*-produced ^{10}Be in a rock is a function of exposure time to cosmic rays after the rock has reached the surface, ^{10}Be production rate at the site, radioactive decay of the isotope, and the erosion rate of the rock surface. We therefore targeted rock surfaces that had suffered no detectable post-glacial degradation by erosion in order that CRN exposure ages could be calculated under the key assumption of no denudation. Scour-marked bedrock steps in the longitudinal valley profile, which are

typically sculpted into *roches moutonnées*, were the best candidates. However, near the glacier snouts, moraine ridges were the best landforms available. On erratic boulders, fresh rock faces devoid of detectable chemical degradation and spalling were sampled. Overall, the study covers 15 such sites partitioned between moraine ridges and glacially scoured rock exposures while ensuring that the MIE and most recession stages were documented (Figs. 3 and 5).

CRN exposure ages on bedrock exposures indicate time since vacation by ice. The spatially averaged glacial erosion depth in the Têt catchment, calculated volumetrically from mapped moraine deposits, is ~ 5 m for the last glacial cycle. This is a minimal estimate because glaciers typically discharge

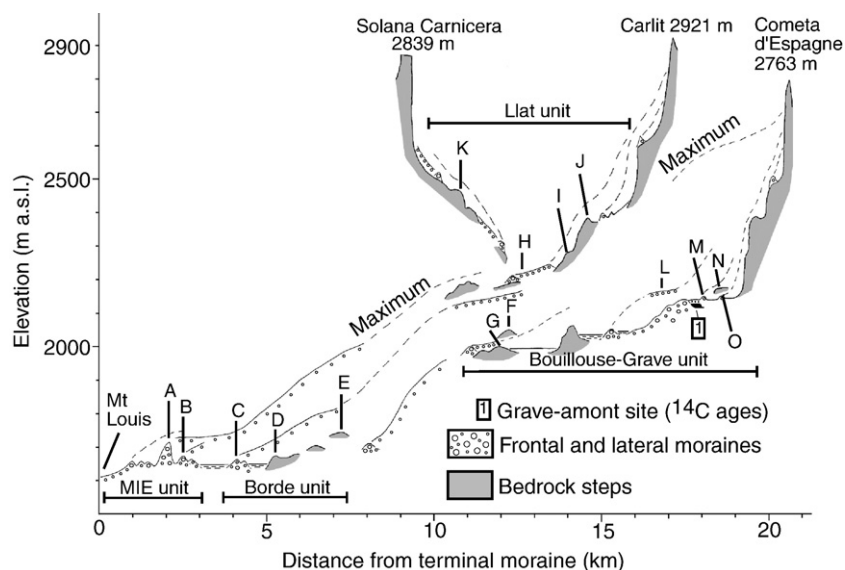


Figure 5. Partly schematic cross-section of glacial landforms along transect. Sampling sites are indicated A to O. Dashed lines in the sky define approximate ice thickness envelopes based on height of moraines mapped in Figure 3.

most of their sediment load in the finer fraction. The depth of bedrock erosion during that cycle was therefore sufficient that no inherited ^{10}Be should have accumulated from previous exposure intervals. In addition to this assumption, sample sites were collected along the axis of the major ice ways, where the erosional potential was highest. Together, these precautions limited risks of bias due to inherited nuclides. The samples were collected from the flatter tops of bedrock exposures sculpted by moving ice, where topographic shielding from cosmic rays is minimal. However, at such sites, a risk also occurs of scoured surface having been covered by till after ice melt-out, in which case the exposure age would indicate a younger event corresponding to the removal of the till cover by erosion.

Ages on boulders capping moraine ridge crests theoretically provide the age of the glacial stage responsible for moraine accumulation (Zreda and Phillips, 1994). However, the unconsolidated nature of moraine deposits exposes sampling to the likelihood of dating formerly buried boulders that have been exposed by post-depositional erosion. Putkonen and Swanson (2003) have studied the statistical risk of dating moraines and show that a 38% difference in exposure age can exist between the youngest and oldest boulders of a single moraine landform. They recommended a minimum sample of 6 to 7 boulders per landform for taller and older moraines (40–100 ka and 50–100 m high), and 1 to 4 boulders for lower ones (10–20 m high). Here, those guidelines were observed, with 2 to 3 replicates on moraine crests 10–15 m high. Only 3 samples were collected from the 100-m-high terminal moraine (site A),

but this is compensated by the fact that sites A and B represent the same glacial stage and should yield indistinguishable ages. The flat upper surfaces of untilted summit boulders 3–5 m in diameter were targeted. As a safeguard against the risk of nuclide inheritance, the erratic boulder showing signs of having lost mass by rounding during transport was preferred. Due to the likely risk of post-depositional ridge erosion, the older age or ages obtained were considered to be closest to the true age of the landform (Putkonen and Swanson, 2003).

Distant shielding from surrounding topography and local shielding on sloping sampling surfaces were measured systematically using a compass and inclinometer, and corrected after Dunne et al. (1999). Shielding by snow at these altitudes also reduces the production rate of cosmogenic nuclides, and results in underestimates of exposure ages. Based on historic records, correction for snow cover was systematically applied. A mean value of 50 cm of snow cover (density 0.28) for 6 months of the year was assumed. However, we emphasize that historic records are generally limited to a few decades, and therefore data are unlikely to fully reflect the range of snow cover conditions over exposure periods of thousands of years (Schildgen et al., 2005). The applied correction implies less than 5% change in production rate derived from Stone polynomials (Stone, 2000).

Analytical procedure

Quartz was isolated from crushed and sieved samples of granite or vein quartz in micaschist by dissolving all other

Table 1
Cosmogenic ^{10}Be surface exposure data in the eastern Pyrenees (Têt ice cap)

Site			Sample	Position		Elevation	Production rate	[¹⁰ Be]	¹⁰ Be apparent exposure age
Unit	Sample Number		Type	Latitude	Longitude	(m a.s.l.)	(atom/g/year)	*10 ⁵ (atom/g)	*10 ³ (year)
MIE	A	A1	Moraine boulder	42°30'32.6"	2°05'47.4"	1711	19.21	2.28±0.25	13.6±1.7
		A2	Moraine boulder	42°30'31.1"	2°05'37.5"	1700	19.07	2.86±0.62	17.2±3.9
		A3	Moraine boulder	42°30'30"	2°05'28.6"	1700	19.07	3.55±0.58	21.4±3.7
	B	B1	Moraine boulder	42°30'47.5"	2°05'38.3"	1670	18.64	2.65±0.45	16.3±2.9
		B2	Moraine boulder	42°30'48.1"	2°05'41"	1670	18.64	2.22±0.3	13.6±2
		B3	Moraine boulder	42°30'48.4"	2°05'43.1"	1670	18.51	2.21±0.28	13.7±1.9
Borde	C	C1	Moraine boulder	42°31'36.8"	2°05'19.3"	1655	18.46	3.03±0.39	18.9±2.7
		C2	Moraine boulder	42°31'32.7"	2°05'21.9"	1655	18.46	2.83±0.61	17.6±3.9
		C3	Moraine boulder	42°31'43.7"	2°05'17"	1655	18.46	3.29±0.49	20.5±3.3
Bouillouse-Grave	D	D1	Scoured rock	42°31'54.4"	2°04'38.3"	1680	18.80	3.92±0.76	24.0±4.9
	E	E1	Scoured rock	42°32'29"	2°03'27.1"	1750	20.25	3.26±0.57	18.5±3.4
	F	F1	Scoured rock	42°33'41.4"	1°59'38.6"	2085	24.76	2.91±0.4	13.5±2
	L	L1	Moraine boulder	42°35'39.6"	1°57'45.5"	2180	24.90	2.76±0.27	12.7±1.4
	M	M1	Moraine boulder	42°35'52.6"	1°57'41.2"	2150	24.36	2.54±0.38	11.9±1.9
		M2	Moraine boulder	42°35'52.8"	1°57'34.6"	2150	24.10	2.79±0.38	13.3±2
	N	N	Scoured rock	42°36'03.9"	1°57'18.4"	2170	24.90	2.71±0.34	12.5±1.7
	O	O2	Moraine boulder	42°36'09.1"	1°57'17.7"	2160	24.56	2.41±0.37	11.2±1.9
Llat	H	H1	Moraine boulder	42°33'46.2"	1°58'21.1"	2180	26.78	2.51±0.3	10.7±1.4
		H2	Moraine boulder	42°33'49.3"	1°58'21.2"	2180	26.78	4.17±0.51	17.8±2.4
H3		Moraine boulder	42°33'41"	1°58'26.1"	2170	26.60	2.55±0.37	11.0±1.7	
	I	I1	Scoured rock	42°34'22.6"	1°57'55.4"	2260	26.58	5.76±0.96	24.9±4.4
		I1bis ^a	Scoured rock	42°34'22.6"	1°57'55.4"	2260	26.58	5.62±0.93	24.3±4.9
		I2	Scoured rock	42°34'19.4"	1°57'50.4"	2270	26.76	5.56±0.84	23.9±3.9
	J	J1	Scoured rock	42°34'19"	1°57'30.3"	2350	28.20	3.37±0.46	13.7±2
		J2	Scoured rock	42°34'14.7"	1°57'27.3"	2385	28.78	3.81±0.46	15.2±2
	K	K1	Scoured rock	42°33'38.3"	1°56'41.8"	2410	28.78	3.69±0.59	14.7±2.5

^aI1bis is a replicate of I1.

minerals with mixtures of HCl and H₂SiF₆. Meteoric ¹⁰Be was then eliminated by successive HF sequential dissolutions. The purified 0.25–1 mm granulometric quartz fraction was dissolved in Suprapur HF and the resulting solution spiked with 0.3 mg of ⁹Be carrier. Beryllium was separated from these solutions by successive solvent extractions and precipitations. All ¹⁰Be measurements were performed by accelerator mass spectrometry (AMS) at the Tandém facility of Gif-sur-Yvette (France). Isotopic ratios were normalized to the National Institute Standards and Testing (NIST) Reference Material 4325 with an assumed ¹⁰Be/⁹Be value of $(26.8 \pm 1.4) \cdot 10^{-12}$. However, ¹⁰Be production rates are usually referred to ICN standards, which assume $t_{1/2} = 1.52$ Ma, whereas the NIST standard assumes $t_{1/2} = 1.33$ Ma. We therefore systematically normalized to ICN standards the measured concentrations indexed on NIST by multiplying the latter by a factor of 1.143, after Middleton et al. (1993). ¹⁰Be uncertainties incorporate a conservative estimate of 3% instrumental uncertainty, with lower than usual 1 sigma uncertainties associated with counting statistics due to high intrinsic boron contents that forced to reduce the AMS ion beam intensities. This affects age precision but not age accuracy. ¹⁰Be ages are not corrected for magnetic field fluctuations over the investigated time span but their uncertainties integrate a 6% uncertainty on production rate.

Results

Results are summarized in Table 1 and represent exposure ages calculated for conditions of no erosion since exposure. Figure 6 shows a good coherence of ¹⁰Be results, particularly when only the older boulder ages on moraines are considered (Putkonen and Swanson, 2003). The data define several key moments of the MIE and recessional stages of the last glaciation (Figs. 4 and 5). The MIE unit, which combines sites A and B, was followed by a first recessional stage (Borde unit, which combines sites C, D and E) situated only 3 km upstream from the MIE site. The later stages of ice retreat are defined by the Bouillouse–Grave unit (sites F, G, L, M, N and O) along the main Têt ice way, and by the Llat unit (sites H, I, J, and K) on the plateau. The anomalously old ages at sites D and I are most likely a consequence of nuclide inheritance of local significance.

The process of exposure dating calls for the additional task of correlating the ages with an independent paleoclimatic time scale. Here we use the INTIMATE event stratigraphy derived from the GRIP ice core as a standard proposed for NW Europe (Björck et al., 1998; Walker et al., 1999; Lowe et al., 2001; Johnsen et al., 2001). Overall, the east-Pyrenean chronology matches global temperature curves such as reconstructed from the GRIP ice core (Fig. 6). Results indicate that the MIE in the

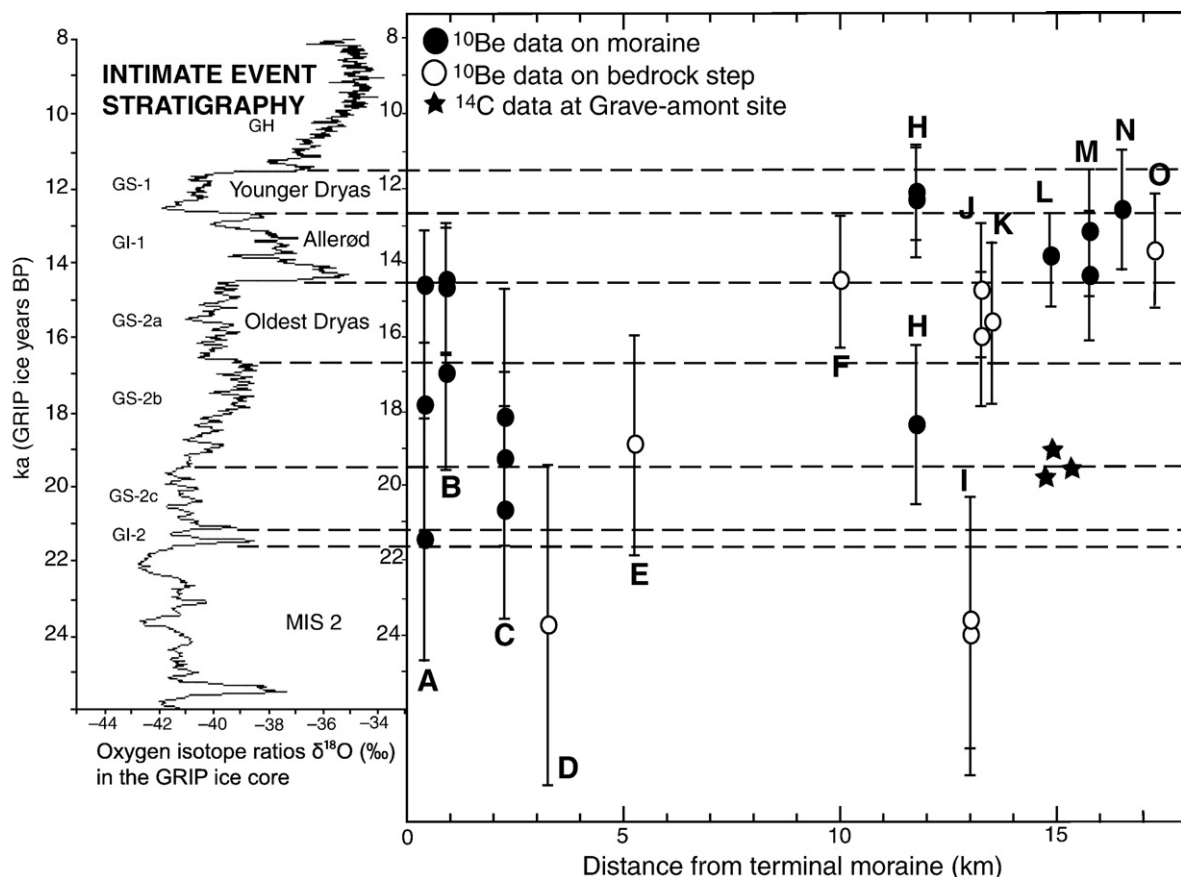


Figure 6. Tentative correlation between the ¹⁰Be exposure age deglaciation chronology in the eastern Pyrenees and North Atlantic paleotemperature oscillations derived from the GRIP ice core chronology (based on Johnsen et al., 2001). Lower $\delta^{18}\text{O}$ values correlate with relatively warmer conditions.

eastern Pyrenees is synchronous with the North Atlantic LGM and MIS 2. Post-MIE deglaciation was interrupted around 20–21 ka (age for sample C3), i.e., during stage GS-2c of the INTIMATE nomenclature, by a phase of ice stagnation or even readvance (Borde unit, Fig. 5). This is consistent with the Borde units being located only 2–3 km from the MIE moraines. Deglaciation accelerated after GS-2c. This is clearly detectable in the Llat unit, where 14–15 ka ages on bedrock steps J and K suggest that the ice cap had receded to the mouths of existing cirques by the beginning of the Allerød interstade after a stage of stagnation or readvance detected around 17–18 ka (sample H2). This corresponds to the Oldest Dryas stade, i.e., GS-2a on the INTIMATE curve. Along the Têt ice stream, post-GS-2c retreat was more limited because a 5- to 8-km-long ice tongue still reached Les Bouillouses at the beginning of the Allerød interstade so that bedrock step F was exposed only after 13–14 ka. Despite their occurrence along an 8-km longitudinal stretch of the upper Têt valley between Les Bouillouses and La Grave, the closely matching ^{10}Be ages at sites F, L, M, N and O suggest rapid ice retreat during the warmer Allerød interstade. The 11.2 ± 1.9 ka age on moraine at the most elevated site O could indicate the persistence until the Younger Dryas stade (GS-1) of a cirque glacier in this uppermost reach of the Têt valley.

Discussion

The MIE ages obtained here for the eastern Pyrenees coincide with the timing of the MIS 2 LGM but do not match existing chronologies for other parts of the Pyrenees (see introductory overview). The MIE occurred much later than farther west, where it coincided with MIS 4 or 3 (see introductory section). Explanations for this may lie with discrepancies between chronologies indexed on different cosmogenic nuclides such as ^{10}Be and ^{14}C (see Pallàs et al., 2006), but here we suggest that this could be due instead to conditions specific to the eastern Pyrenees, namely the drier Mediterranean climate where Têt valley glaciers never exceeded 20 km in length. It could also be that the response of small glaciers to global forcing parameters may be more immediate than that of larger ice fields such as those of the central Pyrenees. The MIS 2 global thermal minimum would have thus triggered a sufficiently rapid expansion of the Carlit ice field for it to reoccupy a position formerly occupied during MIS 3 and 4.

The ^{10}Be chronology also suggests rapid post-Borde stage ice retreat, with deglaciation peaking during the Allerød interstade, i.e., at 14–13 ka. The rate of deglaciation during that time both in the upper valley at La Grave and among the Llat units is entirely in keeping with independent paleoenvironmental data for the eastern Pyrenees. Pollen studies in particular show that the timberline fell from 1.7–1.8 km a.s.l. during the Allerød interstade to 1.3 km a.s.l. during the Younger Dryas stade (Reille and Andrieu, 1993), and reached its current elevation of 2.2 km a.s.l. between 12,000 and 11,000 cal yr BP (Guiter et al., 2005). If we transpose to the Carlit massif the elevation difference of 1000 m between the glacier equilibrium and timberlines currently observed in the central Pyrenees, where

residual glaciers still occur (Fig. 1), these data would suggest that all Carlit glaciers had definitively melted by the Allerød interstade. On that basis, it is unlikely that cirque glaciers survived at sites O or N much later than the Allerød interstade (Fig. 6).

Despite the relative simplicity of this single-nuclide chronology, matters are made somewhat more complicated by the existence of three $\sim 20,000$ cal yr BP radiocarbon ages recently obtained from a fossil peat bog situated at 2.15 km a.s.l. at the mouth of the cirques in the upper Têt valley. At this site, known as La Grave-amont (Delmas, 2005, see Figs. 1, 3, 5 and 6 and Electronic Supplement for full data), dating was performed on sphagnum fibre collected from *in situ* sphagnum layers after thorough washing for removal of fine mineral dust. X-ray diffraction analysis revealed a total absence of either graphite or carbonates within the peat. This rules out that the ages obtained might be artificially old due to a hard water effect or to the presence of graphite from Ordovician schists that are locally present within the catchment. Given that the peat could not have formed beneath ice, the existence and age of this peat bog suggest that ice had retreated to a position situated upstream of the Grave-amont site as early as GRIP-stage GS-2b (i.e., $\sim 20,000$ cal yr BP). A comparable deglaciation chronology has been reported from the Alps, where ice melt-out occurred during the same time intervals with ice retreat covering distances one order of magnitude greater than in the Têt basin. For instance, the MIE ^{10}Be age obtained for the terminal moraine of the Rhône glacier was 21 ka (Ivy-Ochs et al., 2004). That moraine is located ~ 100 km downstream of a recessional moraine equivalent to the Gschnitz stage (Austria), which has coeval occurrences in many high valleys of the Swiss and Austrian Alps and correlates with Heinrich event 1 (i.e., Oldest Dryas stade, immediately after GS-2b) on the basis of CRN ages obtained at Gschnitz (Ivy-Ochs et al., 2005, 2006).

GS-2b is known to have coincided with sharp ecological changes in the European Alps (Schoeneich, 2003) and with the first known signs of Magdalenian settlements in the northern French Alps (Bintz and Evin, 2002). Based on just one Pyrenean and one Alpine example, it would be bold at this stage to suggest that deglaciation in European mid-latitude mountain ranges occurred generally earlier (i.e., GS-2b) than previously believed. Despite mounting evidence in support of this claim, local conditions specific to the Carlit massif can nevertheless be used here as an alternative to explain the rapid retreat of ice as early as 20 ka. Firstly, the drier Mediterranean climatic overtones of the eastern Pyrenees differ from other parts of the Pyrenean range and are reflected in the smaller extent of glaciation and shorter glacier tongues despite only slightly lower elevations (Fig. 1). Secondly, the Carlit ice cap covered a pre-glacial (Cenozoic) plateau topography at ~ 2.2 km a.s.l. (Fig. 2) upon which the summit peaks and their cirques stand as residual relief of comparatively limited extent. The U-shaped Têt valley incising the plateau is ~ 0.3 km deep, and the plateau surface extends only 0.2 km above the MIE equilibrium line altitude (ELA, Delmas, 2005). As a result, just a small rise in ELA would have melted a disproportionately vast area of ice initially covering the plateau surface, and thus caused a major disequilibrium in the ice

mass balance. Subglacial topography was therefore a source of nonlinearity in the rate of glacial retreat. Thirdly, the rapidity of ice wastage is further explained by the aridity of stage GS-2, which is documented regionally by pollen assemblages (Andrieu et al., 1988; Jalut et al., 1992).

The ^{14}C -driven hypothesis of a landscape deglaciated as early as stage GS-2b might appear to be at odds with the ^{10}Be data obtained for sites F, L, M, N and O of the Bouillouse–Grave unit, and sites H, J, K and I of the Llat unit. However, a reconciliation between the ^{14}C and ^{10}Be data can be envisaged if we consider the occurrence of a significant glacier readvance during the Oldest Dryas stade (i.e., GS-2a, which correlates with the Alpine Gschnitz stage). Based on the ^{10}Be results, this readvance would have progressed over the Llat area at least as far as moraine H (Fig. 2e). The readvance, however, was brief and apparently unable to reset ^{10}Be inheritance on some bedrock exposures such as I. Along the main Têt ice stream, the ^{10}Be ages for sites L and F indicate that this Oldest Dryas ice advance covered a distance of 5 to 8 km (Fig. 2c to e).

The hypothesis of an Oldest Dryas stadial readvance (GS-2a) remains the scenario most compatible with both the ^{14}C and ^{10}Be data, but one caveat regarding this reconstruction is that it fails to explain why the geologic record of its occurrence at the Grave-amont site is sedimentologically ambiguous. Based on the heights of preserved lateral and frontal moraines, such a GS-2a readvance would imply that a 100-m-thick ice tongue overrode the ~20,000 cal yr BP-old peat without any observable marks of erosion or compaction (e.g., the peat is sufficiently soft to be cut out with a pocket knife, as it would be in a surface environment). The peat is covered by a sequence initially consisting of lacustrine clays, which grade upward into a sandy deltaic facies, and are finally capped by an unconsolidated unit consisting of pebbles and large cobbles up to 50 cm in a-axis length and embedded in a sandy to gravelly matrix (Supplementary Fig. 1). Such a stratigraphy could suggest that the peat was buried by subglacial lodgment till deposited by a glacier advancing over its own proglacial lake deposits, and this null hypothesis would support the Oldest Dryas stadial readvance scenario (see above).

However, grain size distribution of the matrix material indicate that this diamicton is 25–50% poorer in clay-, silt-size and fine sand particles, and therefore better sorted, than other glacial till deposits in the area (Calvet, 1996). This could fit one of the characteristics of subglacial melt-out till (warm stagnant glacier or stagnant zone beneath an advancing glacier), which can sometimes show a relative depletion of fine material due to leaching by escaping porewater (Benn and Evans, 1998). However, clast a-axes are inclined upstream in a manner reminiscent of torrential facies architectures at other sites in the region. Finally and crucially, the top of this flat, gently sloping depositional formation connects topographically with moraine M situated <100 m upstream. The tread of this depositional landform is embayed in the moraine, and therefore cross-cuts it, at the point where the stream breaches the moraine (Supplementary Fig. 1). The Grave-amont landform unit seems therefore to correspond instead to a small glacio-fluvial fan that covered a shallow (<1.5 m paleodepth) proglacial lake at

the snout of a receding glacier positioned close to site M. The lake was dammed by a small moraine situated immediately downstream (Supplementary Fig. 1). There is no additional evidence to support that this matrix-supported glacio-fluvial formation might itself have been covered by subglacial till that was later stripped.

To summarize, the hypothesis of a substantial glacial readvance, i.e., as far as the Bouillouses–Llat units, during the Oldest Dryas stade is in most part supported by the ^{10}Be data and the internally consistent sampling strategy that underpins it at the catchment scale, but it is challenged by our current understanding of stratigraphic and other evidence at the Grave-amont site. Consequently, the Grave-amont moraine (site M) can be interpreted in two ways: either it corresponds to an Allerød or Younger Dryas recessional stage of the Oldest Dryas readvance, which would imply that the ^{10}Be ages of the Bouillouse–Llat units are robust with respect to the deglaciation chronology, and that a 100-m-thick ice tongue advanced over the peat bog without any clear record of it in the stratigraphy. Or, alternatively, the Grave-amont moraine M is itself the front of the Oldest Dryas glacial readvance of the Têt glacier, in which case this cirque glacier never readvanced over the peat bog after GS-2b and never reached the more distal positions proposed in the previous scenario. In this case, it would have to be accepted that the Allerød interstadial ^{10}Be ages obtained for sites F, L, M and N are not true exposure ages but are biased by local environmental parameters such as delayed local exhumation of the bedrock steps from an overlying deposit, or post-depositional exhumation of moraine boulders. There currently exists no definitive evidence to separate these two hypotheses from one another. In suitable circumstances, it should for instance be possible to check for cases of nuclide inheritance (and hence non-erosive ice) on bedrock steps by comparing ^{10}Be concentrations on the surface with those measured on an erratic boulder resting on that same surface (e.g., Briner et al., 2003). Further dating of the Grave-amont lake deposits could also refine our understanding of the chronology of deglaciation in the eastern Pyrenees during the last glacial cycle.

Conclusions

The chronologic interpretation of ^{10}Be exposure ages is not direct because they provide minima, and not closure ages. Due to this, correlating ^{10}Be ages with a stratotype (e.g., GRIP) provides scope for tying a landform to an independently recognized stadial or interstadial although error bars, which for a range of reasons may exceed the wavelength of MIS wiggles, can be a limiting factor that makes ^{10}Be dating better suited to capturing lower frequencies fluctuations in climate. Together, these points explain why the chronologic value of the ^{10}Be data in this study is clearest at the two extremities of the chronosequence: the MIE and the cirque stage. Key conclusions are that the last east-Pyrenean MIE is recent, synchronous with the global LGM (i.e., MIS 2), and that deglaciation occurred over a 3–4 ka time span. A brief ‘neoglaciation’ may have occurred during the Oldest Dryas stade but ice, if at all present, had retreated to positions higher than 2.4 km a.s.l. by the Allerød interstade.

The exposure age chronology for the Oldest Dryas ‘neoglaciation’ stade in the eastern Pyrenees leads to two equally coherent competing hypotheses. In order to meet independent constraints provided by other data such as a radiocarbon-dated peat bog, each of the two hypotheses logically dictates that a small (but each time different) contingent of ^{10}Be data points needs to be considered as anomalous. Typical environmental factors leading to anomalous exposure ages are nuclide inheritance or retarded exhumation of sampled rock surfaces. The two competing scenarios permitted by the data highlight a recurring methodological problem with single-nuclide exposure dating; namely that the accuracy of ^{10}Be dating as a tool for tracking glacial chronology and climatic change relies on the ability of its users to evaluate the relation between the exposure time of rock surfaces sampled over areas of only a few cm^2 and the ages of much larger erosional and depositional landforms. Although the landforms unequivocally and directly integrate the glacial dynamics, this may not systematically be the case for the locally sampled rock exposures. Beryllium dating of the latter may record a much more complex local history which is neither of relevance to the climatic chronology nor of much value to the geomorphic history. Here, prior geomorphological mapping provided a relative event chronology and allowed reasonable distinctions to be drawn between landforms that directly record the recession chronology, and sites that reflect a more complex, but not necessarily relevant, local history. The existence of a radiocarbon-dated site has also allowed ^{10}Be ages to be put in perspective and helped in the evaluation of which ^{10}Be ages best represent the glacier recession chronology.

Acknowledgments

This work was partly funded by the Institut National des Sciences de l’Univers ‘Reliefs’ program. We acknowledge Pierre Giresse for assisting with the XRD analysis of the peat, and thank Jaakko Putkonen and Fred Phillips for their thoughtful reviews of the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.yqres.2007.11.004.

References

- Andrieu, V., 1987. Le paléoenvironnement du piémont nord-pyrénéen occidental de 27 000 BP au Postglaciaire : la séquence d’Estarrès (Pyrénées Atlantiques, France) dans le bassin glaciaire d’Arudy. *Comptes-Rendus de l’Académie des Sciences, Série II* 304, 103–108.
- Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Hérail, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l’interprétation du retrait glaciaire. *Bulletin de l’Association Française pour l’Étude du Quaternaire* 34/35, 55–67.
- Bakalowicz, M., Sorriaux, P., Ford, D.C., 1984. Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux–Lombrives–Sabat caves, Ariège, France. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 38, 193–197.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers & Glaciation*. Arnold, London. 734 pp.
- Bintz, P., Evin, J., 2002. Événements bio-climatiques et peuplements du Tardiglaciaire au début de l’Holocène dans les Alpes du Nord françaises. *Quaternaire* 13, 279–287.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S.J., Knudsen, K.L., Lowe, J.J., Wolhfarth, B., Intimate Members, 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* 13, 283–292.
- Bordonau i Ibern, J., 1992. Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als pirineus. *Geoforma ediciones, Logroño* 251 pp.
- Bordonau, J., Vilaplana, J.M., Fontugne, M., 1993. The glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): a key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *Comptes-Rendus de l’Académie des Sciences, Série II* 316, 807–813.
- Briner, J.P., Miller, G.H., Davis, P.T., Bierman, P.R., Caffee, M., 2003. Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors. *Quaternary Science Reviews* 22, 437–444.
- Calvet, M., 1996. Morphogenèse d’une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. *Mémoire BRGM* 255, Orléans. 1177.
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology, Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, pp. 119–128.
- Chueca Cía, J., Julián Andrés, A., Saz Sánchez, M.A., Creus Novau, J., López Moreno, J.I., 2004. Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology* 68, 167–182.
- Delmas, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire* 16, 45–55.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on slopes surfaces. *Geomorphology* 27, 3–11.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampériz, P., 2003. Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 18, 61–72.
- Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R., 1992. Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene* 2, 266–270.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Deboubat, J.J., 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38–52.
- Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., Digerfeldt, G., Reille, M., de Beaulieu, J.-L., Ponel, P., 2005. Vegetation history and lake-level changes from the Younger Dryas to the present in eastern Pyrenees (France): pollen, plant macrofossils and lithostratigraphy from Lake Racou (2000 m a.s.l.). *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 99–118.
- Hérail, G., Jalut, G., 1986. L’obturation de Sost (Haute-Garonne): données nouvelles sur le paléo-environnement de la phase de progression du glacier würmien dans les Pyrénées centrales. *Comptes-Rendus de l’Académie des Sciences, Série II* 303, 743–748.
- Ivy-Ochs, S., Schafer, J., Kubik, P.W., Synal, H.A., Schluchter, C., 2004. Timing of the deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae* 97, 47–55.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schluchter, C., 2005. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science* 21, 115–130.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Maich, M., Sailer, R., Schaefer, J., Kubik, P.W., Synal, H.A., Schluchter, C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenics ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . In: Siame, L., Bourlès, D.L., Brown, E.T. (Eds.), *In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes*. Geological Society of America Special Paper, 415, pp. 43–60.
- Jalut, G., Andrieu, V., Delibrias, G., Fontugne, M., Pagès, M., 1988. Paléoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27,000 years. *Pollens et Spores* 30, 357–394.
- Jalut, G., Montserrat, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M., Julia, R., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern

- Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews* 11, 449–480.
- Jiménez Sánchez, M., Farias Arquer, P., 2002. New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta* 15, 93–101.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotopes and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299–307.
- Lowe, J.J., Hoek, W.Z., Intimate Group, 2001. Interregional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial–Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quaternary Science Reviews* 20, 1175–1187.
- Mardonne, M., Jalut, G., 1983. La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, hautes Pyrénées) : approche paléocéologique des 45 000 dernières années. *Pollen et Spores* 25, 163–211.
- Martí-Bono, C., González-Sampériz, P., Valero-Garcès, B., García-Ruiz, J.M., 2002. El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. In: Pérez-González, A., Vegas, J., Machado, M.J. (Eds.), *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio*. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología: Madrid, 17–20 settembre 2000, 1. Publicaciones del instituto geológico y minero de España, serie: Geología, Madrid, pp. 77–83.
- Middelton, R., Brown, L., Dezfouly-Arjomandy, B., Klein, J., 1993. On ^{10}Be standards and the half-life of ^{10}Be . *Nuclear Instruments Methods Physics Research B* 82, 399–403.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuno, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937–2963.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., 2004. Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). In: Peña, J.L., Longares, L.A., Sánchez, M. (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución fernando el Católico, Zaragoza, pp. 71–84.
- Putkonen, J., Swanson, T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research* 59, 255–261.
- Reille, M., Andrieu, V., 1993. Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série D* 272, 3112–3115.
- Reille, M., Lowe, J.J., 1993. A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the last glacial to the present. *Quaternary Science Reviews* 12, 47–77.
- Reille, M., Andrieu, V., 1995. The late Pleistocene and Holocene in the Lourdes basin, Western Pyrenees, France: new pollen analytical and chronological data. *Vegetation History and Archaeobotany* 4, 1–21.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., 2003. Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? In: Zapata, M.B., et al. (Ed.), *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Universidad de Alcalá de Henares, pp. 169–173.
- Schildgen, T.F., Phillips, W.M., Purves, R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67–85.
- Schoeneich, P., 2003. Que s'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire? Indices d'un changement écologique majeur dès 17–18.000 cal BP. *Preistoria Alpina* 39, 9–17.
- Sorriaux, P., 1981. Etude et datation de remplissages karstiques : nouvelles données sur la paléogéographie quaternaire de la région de Tarascon (Pyrénées ariégeoises). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série II* 293, 703–706.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23759.
- Taillefer, F., 1969. Les glaciations des Pyrénées. In : *Actes VIII^e congrès international INQUA, Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, Supplement*, pp. 19–32.
- Turu i Michels, V., 2002. Análisis secuencial del delta de Erts. estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. Relación con el último ciclo glaciar. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. In: *Estudios recientes (2000–2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*, SEG—Departamento de geografía UVA, Valladolid, pp. 555–574.
- Viers, G., 1968. La carte du relief glaciaire des Pyrénées. Feuille de Mont-Louis au 1/50,000e (Pyrénées orientales). *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 39, 429–434.
- Vilaplana, J.M., 1983. Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça basin (central southern Pyrenees). *Acta Geologica Hispanica* 18, 217–233.
- Vilaplana, J.M., Bordonau, J., 1989. Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire : le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana, Versant sud des pyrénées). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 40, pp. 219–224.
- Walker, M.J.C., Björk, S., Lowe, J.J., Cwynar, L., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Wohlfarth, B., Intimate Group, 1999. Isotopic 'event' in the GRIP ice-core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 18, 1143–1150.
- Zreda, M.G., Phillips, F.M., 1994. Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms. *Water Resources Research* 30, 3127–3136.

Annexe B

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y. (2009) – Variability of erosion rates in the Eastern Pyrenees during the last glacial cycle—a global perspective on the impact of glacial erosion on mountain landscapes. *Quaternary Science Reviews*, 28, 484-498.

Les taux de dénudation et de recul de paroi présentés dans cet article diffèrent légèrement de ceux présentés dans la thèse (cf. Tabl. 7.2 et 7.3). Ces derniers ont été recalculés sur la base des datations ^{10}Be établies à partir du nouveau standard proposé par Nishiizumi et al. (2007).



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quascirev



Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees

Magali Delmas^{a,*}, Marc Calvet^a, Yanni Gunnell^b

^a Université de Perpignan, Géographie & Aménagement, Medi-Terra, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France

^b Université Paris Diderot, CNRS UMR 8591, Case 7001, 2 place Jussieu, 75205 Paris cedex 13, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 June 2008

Received in revised form

18 November 2008

Accepted 19 November 2008

ABSTRACT

Glaciers erode bedrock but are also efficient conveyors of debris supplied during a cycle of glaciation by processes other than basal erosion. In this dual capacity as both an eroding and a transporting agent lies the ambiguity of 'glacial erosion' as a geomorphic process, with implications for methods of measuring the removal of rock mass by glaciers in the geological past, and for interpreting what exactly the consequences have been on topography and elevation change. A global review of ~400 Quaternary glacial denudation rates estimated from five different measurement techniques provides values ranging between 10^{-4} and 10 mm yr^{-1} . We investigate the causes of such wide variability by examining the respective influences of environmental setting and methodological bias. A reference frame chosen for assessing these issues is the Massif du Carlit (Pyrenees, France), where a quantified mass balance of the well preserved glacial, periglacial and paraglacial deposits was made possible by detailed geomorphological mapping and terrestrial cosmogenic nuclide dating of extant erosional and depositional landform sequences. Resulting age brackets helped to define three main episodes of ice-cap growth and decline, each characterized by a volume of debris and a mappable source area. Erosion rates were expressed in two ways: (i) as spatially averaged denudation rates (D) during the successive stages of glacial advance to the line of maximum ice extent (MIE), post-MIE ice recession, and Lateglacial cirque readvance, respectively; and (ii) as cirque-wall recession rates (R) where moraine facies criteria indicated a supra-glacial provenance of debris. Results indicate low erosion ($D \approx 0.05 \text{ mm yr}^{-1}$) during the ice advance phase, probably because of thin or passive ice covering the low-gradient subglacial topography that occurs just above the late Pleistocene equilibrium line altitude (2.2–2.4 km). Erosion rates peaked ($D \approx 0.6 \text{ mm yr}^{-1}$ and $R \approx 2.4\text{--}4.5 \text{ mm yr}^{-1}$) during the main transition to ice-free conditions, when deglacial debuttressing promoted the rapid response of freshly exposed slope systems to new equilibrium conditions in the steep crest zone. Lateglacial D - and R -values declined to $0.2\text{--}0.3 \text{ mm yr}^{-1}$, with indications of spatially variable R controlled by lithology. In this environment glaciers overall behaved more as conveyors of debris supplied by supraglacial rock exposures in the mountain crest zone than as powerful modifiers of subglacial topography. This explains the widespread preservation of deep, *in situ* preglacial weathering profiles on relict Cenozoic land surfaces in the deglaciated part of the Eastern Pyrenees. When plotted on the global data set analyzed and discussed in the review, the East Pyrenean erosion rates stand out as being amongst the lowest on record.

© 2008 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Glaciers are perhaps the most powerful geomorphic agents in Earth's continental environments, but reported values of mean glacial erosion rates range over three orders of magnitude from 10^{-2} to 10 mm yr^{-1} . Data sources (Hallet et al., 1996) were principally based on extrapolations from present-day sediment loads measured in ice-margin streams, or on sediment budgets derived

from the recent (predominantly 1–100 years) sediment record contained in fjords, lakes and on continental shelves. In this updated and broadened review we show that glacial erosion rates actually range over five orders of magnitude, i.e. between 10^{-4} and 10 mm yr^{-1} . Such rate variability supports the view that glacial erosion is both unsteady and nonuniform, a fact commonly explained by a variety of conditions that modulate the efficiency of glacial processes through space and time. The most commonly recognized are glaciological variables such as ice-base temperature, subglacial topography, lithology and geological structure, and the duration of glaciation, which is controlled by external climatic forcing factors (Sugden and John, 1976).

* Corresponding author. Tel.: +33 0 4 68 66 17 80.

E-mail address: magali.delmas@univ-perp.fr (M. Delmas).

Although environmental variability in system energy is important, the nature of erosion measurement techniques is not widely discussed and yet also appears to contribute to the variability in reported erosion rate values. Depending on the method employed, the relative efficiencies of basal processes as opposed to ice as a conveyor of debris produced by nonglacial processes are not always well resolved. In this paper, we present a global review of glacial denudation rates obtained from five different yet widely used measurement techniques, which shows that the range of values is even higher than reported by Hallet et al. (1996) (Fig. 1). We then use the natural laboratory provided by the Carlit Massif in the Eastern Pyrenees (Fig. 2) to present a time-sliced estimate of the denudation that occurred in the area during the course of the last glacial cycle (Würmian). A quantified mass balance of the well preserved glacial, periglacial and paraglacial deposits preserved in this mountainous highland reveals how erosion rates fluctuated

through the main stages of ice-cap growth and decline. Because similar studies generally focus on either much shorter (Holocene: 10 ka) or much longer (Pleistocene or Quaternary: >1000 ka) time spans, this study provides insight into the unsteadiness of glacial erosion with the comparative advantages of higher resolution and of a time frame defined by the natural life cycle of an ice mass during the Quaternary.

Methods for quantifying glacial erosion fall into five main categories: (i) basal process measurements on active glaciers, (ii) differential topographic incision with reference to an age-bracketed benchmark surface, (iii) terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) dating of glacially eroded bedrock exposures, (iv) catchment-averaged meltwater sediment load calculations, and (v) catchment-averaged ice-margin sediment volumes. All methods except TCN dating are described in Bennett and Glasser (1996) and have been used often in isolation as part of local to regional studies.

2. A global review of glacial erosion rates and measurement methods

2.1. Methods for measuring subglacial bedrock erosion (emphasis on the spatial heterogeneity of glacial erosion)

2.1.1. Instrumented measurements of present-day basal processes

The highest erosion rates are always reported from basal process measurements such as *in situ* abrasion by warm-based glaciers effected on rock plates fixed on the subglacial bedrock (Fig. 1). Boulton (1974), for example, recorded rates of 3–30 mm yr⁻¹ from a limited number of readings. This method is limited by its restriction to just one (abrasion) of the several bedrock erosion processes that occur at glacier bases, which include plucking and fluvial erosion by subglacial streams (Suppl. Table 1).

2.1.2. Differential topographic incision with reference to a benchmark surface

Estimates of glacial incision of a preglacial or nonglacial benchmark surface quantifies differential erosion between adjacent landforms (Suppl. Table 2). Such studies have focused on fjord incision (Nesje et al., 1992; Nesje and Sulebak, 1994; Hooke and Elverhøi, 1996), glacial troughs (Hebdon et al., 1997; Helgason and Duncan, 2001; Geirsdóttir et al., 2007) and cirques (Andrews and Le Masurier, 1973), and return mean denudation rates of 10⁻¹–2 mm yr⁻¹. On adjacent plateau surfaces where glacial scour has been more limited, rates are commonly <10⁻² mm yr⁻¹ (Hall and Sugden, 1987; Glasser and Hall, 1997; Lidmar-Bergström, 1997; André, 2001). Studies that have used Cenozoic land surfaces and preglacial saprolite thicknesses systematically provide the lowest rates. This includes areas where glacial scour by dynamic iceways is well recognized (Glasser and Hall, 1997; Lidmar-Bergström, 1997). In some cases the low values obtained are probably method-related, either linked to an overestimate of the ages of the presumed Cenozoic reference surfaces or to inaccuracies in the reconstruction of those land surface geometries. TCN studies have highlighted this possibility after studying erosion rates on tors and palaeosurfaces in the glaciated landscapes of eastern Scotland. Tors were found to be younger (i.e. middle Pleistocene instead of early Pleistocene) than previously believed (Phillips et al., 2006), resulting in a need to double erosion values previously proposed for the same area on the basis of benchmark-surface criteria (Hall and Sugden, 1987; Glasser and Hall, 1997). In Sweden, however, another similar study focusing on low-relief topography confirmed the antiquity of the land surfaces and logically inferred that nonerosive ice had covered the area (Fabel et al., 2002; Hättestrand and Stroeven, 2002; Stroeven et al., 2002a).

To summarize, this method yields rates that are typically much lower than in the case of direct instrumental abrasion measurements

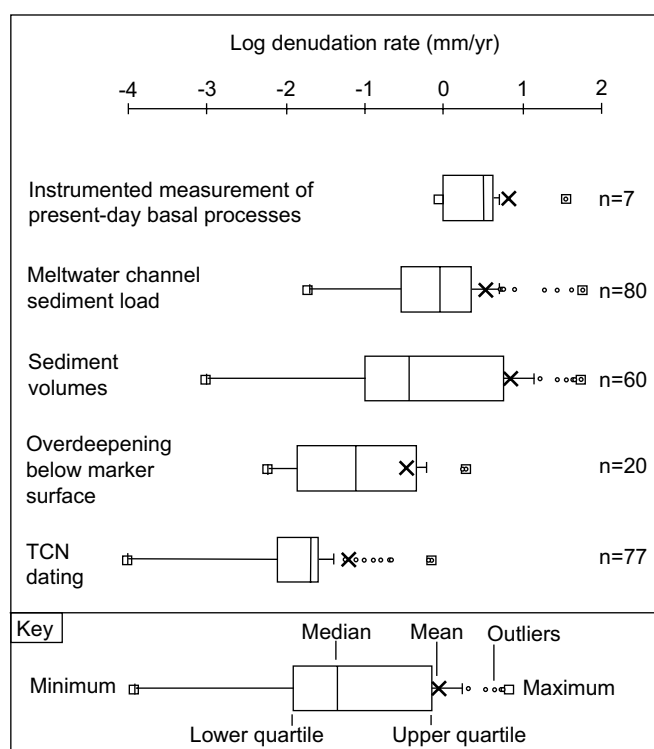


Fig. 1. Box and whiskers plots highlighting variability in glacial erosion rates based on five different estimation methods. Note that the logarithmic scale spreads out the lower values while compressing upper values. Absence of outliers on the left-hand side of the plot indicates that glacial erosion values are most frequently low to very low (1–10⁻⁴ mm yr⁻¹). Outliers in the 'sediment load' and 'sediment volumes' data correspond systematically to records from Alaska, a steep region affected by warm-based, surging glaciers. It illustrates the influence of environmental factors on the variability of glacial erosion rates. In contrast, outliers in the TCN record appear more directly linked to methodological issues. All corresponding outliers are data from Briner and Swanson (1998), in which erosion depths computed for the last glacial cycle were contracted to a time interval of only 3 ka (i.e. the independently known duration of ice cover at the sampling site) instead of the ~100 ka denominator commonly used in most studies. The total absence of overlap between erosion rates measured by TCN dating and by instrumental monitoring, respectively, also suggests method-related discrepancies. They probably suggest a bias in choice of sampling site when measuring basal erosion processes beneath active glaciers. As shown in Suppl. Tables 5 and 6 (see also Fig. 9), the wide interquartile range (IQR) of the 'sediment volumes box' is due to the fact that this data set contains two subgroups of values: the higher rates reflect a methodological bias because they were obtained from short-term, present-day estimates (tendency to overestimate process rates: see Fig. 9), as well as an environmental bias given that 15 out of the 21 data points concerned are Alaskan data. The lower values, in contrast, were obtained from a wide variety of environments outside Alaska and calculated over a range of time intervals. The narrow IQR of the TCN data is a direct consequence of the method, which often infers erosion depths from nuclide inheritance (see Section 2.1.3).

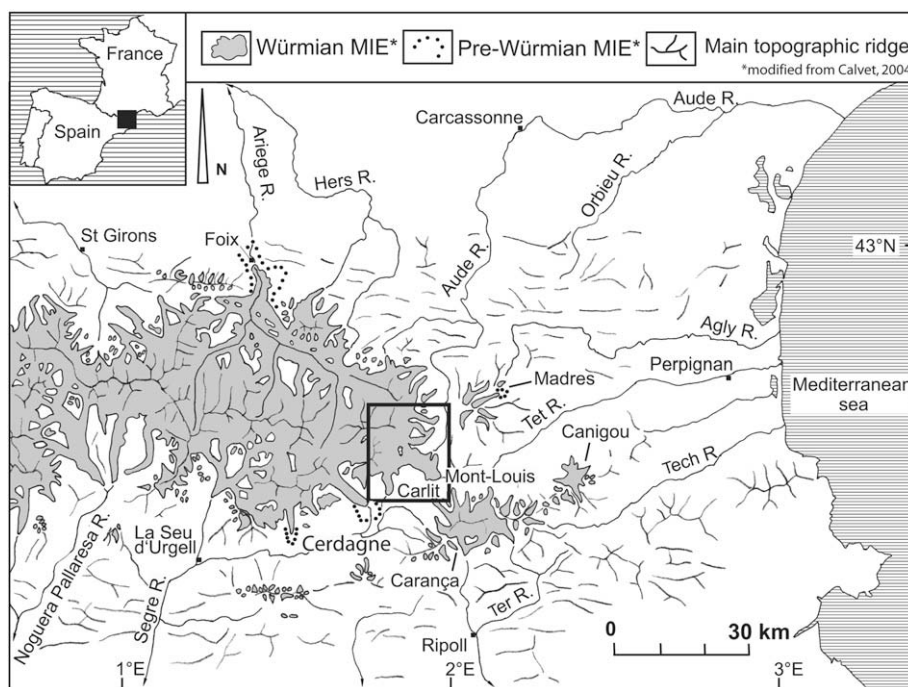


Fig. 2. Location of Pyrenean study area.

(Fig. 1), but its precision depends on the robustness of the criteria used for detecting and dating the initial surface. The erosion record usually integrates long time intervals spanning a succession of glacial and interglacial epochs. As such, it does not provide unequivocal or direct information about the efficiency of any single glacial process or the erosional contribution of any specific glacial cycle.

2.1.3. Terrestrial cosmogenic nuclide dating

TCN dating commonly provides chronologies of ice recession in formerly glaciated terrains. Exposure ages obtained on striated and polished bedrock surfaces directly provide the age of deglaciation only if glacial erosion during the last glacial cycle has removed all of the nuclide inheritance and if the postglacial erosion rate is known. Of greater relevance here, TCN is also used for quantifying past glacial erosion rates, and ^{10}Be is the most commonly used nuclide. Given that, in the case of ^{10}Be , neutron penetration depth into bedrock does not exceed 2–3 m (depending on rock density), ^{10}Be dating helps to differentiate between surfaces that underwent depths of erosion either greater or smaller than 2–3 m during the last glacial cycle (Fabel et al., 2002; Stroeven et al., 2002a,b; Marquette et al., 2004; Staiger et al., 2005; Sugden et al., 2005; Briner et al., 2006, 2008).

Some authors have refined constraints on erosion depths by modelling inherited nuclide concentrations, when present, as a function of rock depth (Briner and Swanson, 1998; Fabel et al., 2004; Li et al., 2005). The inherited component of the total measured concentration is obtained by subtracting from the latter the expected nuclide dose that should have theoretically accumulated since ice last vacated the site. In this case, knowledge of the timing of postglacial bedrock exposure to the atmosphere is a parameter nevertheless requiring independent evidence. The identification and use of nuclide inheritance for the purpose of deriving erosion rates is thus usually only possible if the chronology of the last deglaciation has been already established by correlation with other radiometric or palaeoenvironmental data.

Another, common approach uses ^{10}Be concentrations under a specific assumption of steady state when bedrock outcrops are

known to have been losing mass. When an eroding rock surface has been exposed to cosmic radiation for a long period of geological time, ^{10}Be concentrations attain a steady state in which accumulation of *in situ*-produced ^{10}Be is balanced by ^{10}Be removal both by radioactive decay and by erosion. With 'steady state' here implying constant erosion over a long time interval, measured concentrations define a maximum, long-term denudation rate. The time required to attain the steady-state nuclide concentration depends on the erosion rate and is longer for lower erosion rates (Brown et al., 2003). Unlike nonglaciated terrain where absence of shielding by glaciers allows continuous exposure to the atmosphere (e.g. Gunnell et al., 2007), the time needed for a slowly eroding bedrock exposure to attain an erosionally controlled steady state and to produce a reliable maximum erosion rate would typically exceed the duration of a Pleistocene glacial cycle. The cumulative exposure time of the bedrock during interglacials and cumulative periods of burial under ice (estimated on the basis of $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios or on the modelling of $\delta^{18}\text{O}$ isotopic curves) would balance out over periods of time exceeding 600–800 kyr (Bierman et al., 1999; Stroeven et al., 2002a; Staiger et al., 2005). This kind of approach, therefore, really documents a maximum denudation rate averaged over a succession of glacial and interglacial periods – thus encompassing glacial and nonglacial processes.

In summary, because it produces site-specific erosion rates, and because these local rates are implicitly assumed to be representative of a wider population of comparable geomorphic sites across the landscape, TCN dating of bedrock surfaces in deglaciated environments is a tool best adapted to mapping contrasts in erosion rates across a topographically differentiated landscape. However, only bedrock exposures containing some nuclide inheritance ultimately provide precise estimates of denudation depths, and these are restricted to cases where erosion is <3 m. When erosion is >3 m, exact denudation depths cannot be specified and may be significantly higher than 3 m. The capacity of TCN dating as a tool for measuring glacial erosion rates thus allows high precision when glacial erosion rates have been low, but low precision when glacial erosion depths have been high. Partly as a consequence of this

methodological asymmetry and of the sampling strategies that operate around it, among all the methods reviewed in this paper the lowest glacial erosion rates are usually those reported from TCN studies. They range typically between 10^{-4} and 10^{-1} mm yr $^{-1}$ (Suppl. Table 3).

2.2. Methods that emphasize bulk sediment transfer by glaciers

2.2.1. Catchment-averaged erosion from meltwater sediment fluxes

As in the case of basal abrasion measurements (see Section 2.1.1), methods based on rates of sediment movement past a point on a meltwater channel address historically recent time windows. They typically focus on river suspended load because bed and solute loads are difficult to monitor accurately (Suppl. Table 4). Calculations of erosion rates based on the measurement of meltwater sediment load range between 10^{-2} and 10 mm yr $^{-1}$ (Fig. 1), although some recordings in Alaska report extremes of ~ 60 mm yr $^{-1}$ (Hunter, 1994) irrespective of catchment size (Hallet et al., 1996 and references therein).

2.2.2. Catchment-averaged erosion from ice-margin sediment volumes

This method is a special case of basin analysis applied to glacial sediments and their source areas. Sediment mass storage can occur offshore, or in a lake or a fjord, or correspond to subaerial moraines and till. Calculations based on density-corrected glaciomarine or glaciolacustrine sediment volumes provide mean glacial denudation rates integrated over time spans that depend on the time depth of the sediment record. This method is therefore the most comprehensive because its potential for estimating erosion rates spans 7–8 orders of magnitude, from the annual varved layer to a sediment mass that could record glacial activity during the entire Quaternary or longer. The Quaternary (>1000 ka), the Holocene (10 ka), but also calendar-scale time intervals are the most commonly reported and provide rates from 10^{-3} to 10 mm yr $^{-1}$ (Suppl. Tables 5 and 6). Studies that highlight the unsteadiness of glacial erosion over finer divisions of geological time are scarce (Bratlie, 1994; Elverhøi et al., 1995; Glasser and Hall, 1997) because these require detailed ice-margin sediment chronologies. Studies that frame a specific glacial cycle such as the Würmian (100 ka) are also particularly uncommon (Elverhøi et al., 1995; Müller, 1999; Buoncristiani and Campy, 2001), and yet this intermediate time scale potentially captures more detail in the variability of erosion during Pleistocene times than the conventional dichotomy between glacial and interglacial periods.

When dealing with sediment volumes and river sediment loads, precision in converting rates of mass flux to catchment denudation rates requires (i) knowledge of the catchment area, best determined when the catchment is defined by topographic boundaries such as a mountain crest zone; and (ii) the determination of

a reliable density ratio between the sediment and the bedrock. A major problem is that none of these methods of bulk sediment transfer distinguish between debris that were directly quarried by the glacier from the underlying bedrock, debris that were supplied to the glacier by supraglacial hillslopes, and the preglacial – and perhaps predominantly nonglacial – regolith that the glacier cleared away during ice advance.

3. A test case: the impact of glaciation in the Eastern Pyrenees

While acknowledging that glacial erosion is unsteady and thus difficult to quantify unless well defined time boundaries of glacial activity and inactivity can be established, there has been little attempt to quantify variations in erosive activity related to the successive stages of a glaciation. Based on reviews of the literature, Sugden and John (1976, p. 166) noted the widely held view that most glacial erosion takes place during glacier advances, without necessarily making a distinction between erosion caused by basal processes and erosion caused by paraglacial processes (i.e. erosional responses conditioned by environmental changes occurring around the ice margins in response to changes in ice mass balance). As shown in the foregoing review, most methods (subglacial abrasion rates excepted, see Suppl. Table 1) are unable to isolate a single process and record its effects over variable time intervals. As a contribution towards filling that gap, this study offers insight into the variability of erosion rates during the last glacial cycle in the Eastern Pyrenees based on a quantitative appraisal of the sediment record produced by glaciers in the Carlit Massif (Figs. 2 and 3).

3.1. Climatic and palaeoclimatic setting

The Carlit Massif is now entirely deglaciated. Based on 20th century climatic records, the town of Mont-Louis (Fig. 2; 1600 m a.s.l.) receives 700–800 mm of precipitation annually. Rare and intermittent data from cumulative rain and snow gauges indicate that annual precipitation on the highest summits does not exceed 1500 mm. Winters are relatively dry, with precipitation falling mostly during spring and autumn on the higher ground but mostly during the summer months in the Cerdagne basin (Fig. 2). Annual sunshine hours reach record values of 2875 in Mont-Louis, i.e. much more than anywhere on the Aquitaine piedmont (<2000 h). This set of conditions explains the infrequent occurrence of snow below elevations of 2–2.2 km, with snow cover rarely exceeding 140–160 days at 2 km above sea level (e.g. at Les Bouillouses, Fig. 3; see Vigneau, 1985).

As if mimicking present-day patterns of snow cover, Pleistocene ice cover in the southeastern Carlit Massif was less extensive than in the north-facing glacial catchments of the Pyrenees. Fig. 2 highlights the N–S contrast between the north-facing Ariège

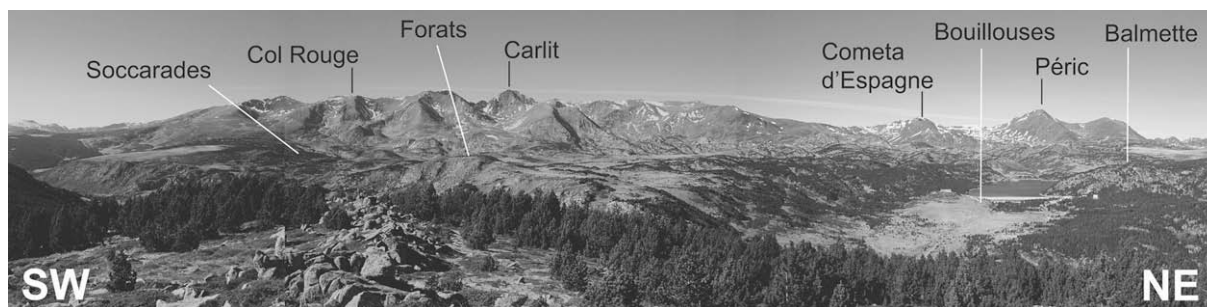


Fig. 3. Topography of the SSE-facing Carlit Massif. Panoramic view shows three tiers in the topography, with the steep crest zone, low-gradient pediment, and glacial troughs. The pediments are mantled by relict, perhaps late Cenozoic, saprolite (see Suppl. Fig. 1).

catchment, which fed a large valley glacier with its terminal moraines occurring ~70 km from the cirques at 0.4 km a.s.l., and the S- to SE-facing Têt glacier, where glaciers never exceeded 20 km in length and never advanced to positions lower than 1.2–1.6 km a.s.l. In the eastern and southernmost Canigou, Carançà and Madres massifs (Fig. 2), Pleistocene glacier lengths never exceeded a few kilometres, and ice often remained confined to cirques (Calvet, 1996).

At this Mediterranean extremity of the Pyrenean range, the comparatively broad spread of Pleistocene ice in the study area is thus largely attributable to the subglacial configuration of the topography, with its extensive plateau situated around 2.2 km a.s.l. (Figs. 3 and 4), i.e. just 0.2 km above the lowest recorded Equilibrium Line Altitude (ELA; Delmas, 2005). This was conducive to a disproportionate growth of the accumulation zone and formed a 150 km² ice dome feeding several valley glaciers. Ice growth was also ensured more locally by the advection of wind-blown snow over the crest zone, particularly through several passes situated to the north of the study area where moist air from Atlantic weather systems supplements snowfields even today. In this north-facing Atlantic domain, glaciers from the period of maximum ice extent (MIE) to the very last stages of cirque glaciation were dynamic and well supplied, whereas in the south-facing area studied here, moraine facies analysis suggests a predominance of debris-mantled glaciers from the earliest stages of ice recession (Suppl. Fig. 1).

3.2. A repository of glacial landforms and deposits

The Carlit Massif is a basement-cored uplift of the Pyrenees topped by a steep crest zone peaking at ~2.9 km a.s.l., where ice has sculpted glacial cirques, horns and arêtes. To the east and south, the Capcir and Cerdagne half-grabens, respectively, have been filled with late Neogene clastic and lacustrine sediments. The crest zone forms the drainage divide between the Ariège (to the Atlantic) and the Aude, Têt and Segre (to the Mediterranean) catchments. This study focuses on the south-facing Carlit mountain front, where plateau topography below the cirque-festooned crest zone forms a low-gradient pediment sloping southeastward from 2.4 km a.s.l. to ~1.8 km a.s.l. (Figs. 3 and 4). A wider regional analysis involving apatite fission-track and apatite helium thermochronology has indicated that this low-relief granitic land surface has formed an island of low erosion since middle Miocene times (~15 Ma; Calvet,

1996; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., in press), i.e. long before the onset of glaciation. Beneath the till deposits, the land surface is locally covered by a >10 m-thick mantle of saprolite exhibiting variable intensities of weathering, with corestones at the base of exposed profiles (Suppl. Fig. 2).

The three-tiered topographic setting, with its steep crest zone, pediment, and moderately entrenched river valleys acted as a very effective sediment trap. Large and continuous lateral and frontal moraines have been well preserved in the more distal parts of the ice cap, with equally well preserved outwash trains extending into the Cerdagne and Capcir graben floors (Figs. 5 and 6). The glacial debris generated during the recessional stages were retained within the catchment by the terminal moraines. It was either trapped in glacially scoured rock basins as glaciolacustrine or deltaic deposits, or deposited as well defined lateral and frontal moraines. The moraines are remarkably continuous throughout this low-gradient catchment, including on the edges of glacial troughs. Although quantifying the mass of debris stored in these well preserved deposits raises technical difficulties (see Sections 4.1 and 6.2), the potential provided by this natural laboratory in terms of detailed mapping and for reconstructing a chronology of Würmian and pre-Würmian glacial deposit sequences (Delmas et al., 2008; Autran et al., 2009) is unique compared to other glaciated catchments in the Pyrenees and perhaps elsewhere.

3.3. Constraints on the glacial chronology

Quantitative estimates proposed here concern only deposits formed during the Würmian cycle. Their distinctive field characteristics are the light grey to beige sandy to silty matrix, with >50% of fresh and <10% of friable or weathered clasts (Calvet, 1996). The deposits are typically capped by Cambisols and are easily distinguished from pre-Würmian glacial deposits, which contain 20–40% of entirely friable granite clasts and only 5–20% of unweathered clasts. The matrix is systematically richer in fines and exhibits ochre to red hues (Suppl. Fig. 3). Quaternary glacier extent in the Carlit Massif was established on the basis of these weathering criteria and on the basis of 1:25,000 scale geomorphological mapping from aerial photographs and field surveys, now published as part of the 1:50,000 scale geological map of Mont-Louis (Autran et al., 2009). This geological map shows that the overwhelming majority of glacial deposits are a legacy of the Würmian glacial cycle. More weathered pre-Würmian deposits are visible in exposed sections beneath Würmian terminal deposits, but these older moraines are more often situated up to 1 km from the Würmian terminal moraines, indicating that (as elsewhere in Europe) the Rissian ice-field margin extended further than the last MIE (Calvet, 1996, 2004). Moraine morphology and geometric relations between different generations of lateral and terminal moraines have allowed three coherent units to be distinguished within the Würmian sequence (Figs. 6 and 7; Delmas, 2005). (i) The Terminal Unit corresponds to the large terminal moraine complex (ridge heights >100 m) and to outwash trains which formed during the last MIE. These outwash deposits currently form terraces that grade to the MIE terminal moraines. Incision by rivers and abandonment probably began during deglaciation. Between this terminal sequence and the mountain crest zone, (ii) the Recessional Unit forms a suite of glaciolacustrine deposits, outwash terraces and smaller moraines either trapped in topographic depressions behind the Terminal Unit or ornamenting the low-gradient subglacial surfaces of the plateau. (iii) A third population of deposits, the Cirque Unit, was identified closer to the cirques of the crest zone. The cirques are closed off by small, openwork and sharp-crested terminal moraines 3–5 m high. The unit also contains rock glaciers that grade to the base of scree deposits (Suppl. Fig. 1).

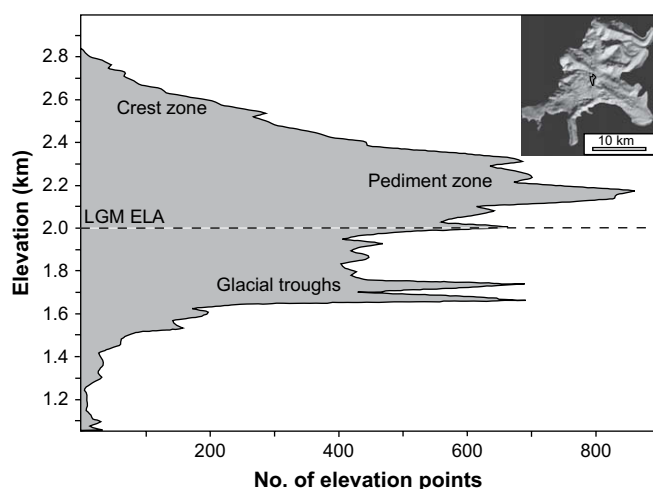


Fig. 4. Hypsometry of the area glaciated during the Pleistocene. Note low-gradient topography between 2.4 and ~2.0 km a.s.l. corresponding to the pediment zone visible in Fig. 3. Inset shows area relevant to the hypsometric curve (digital elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission).

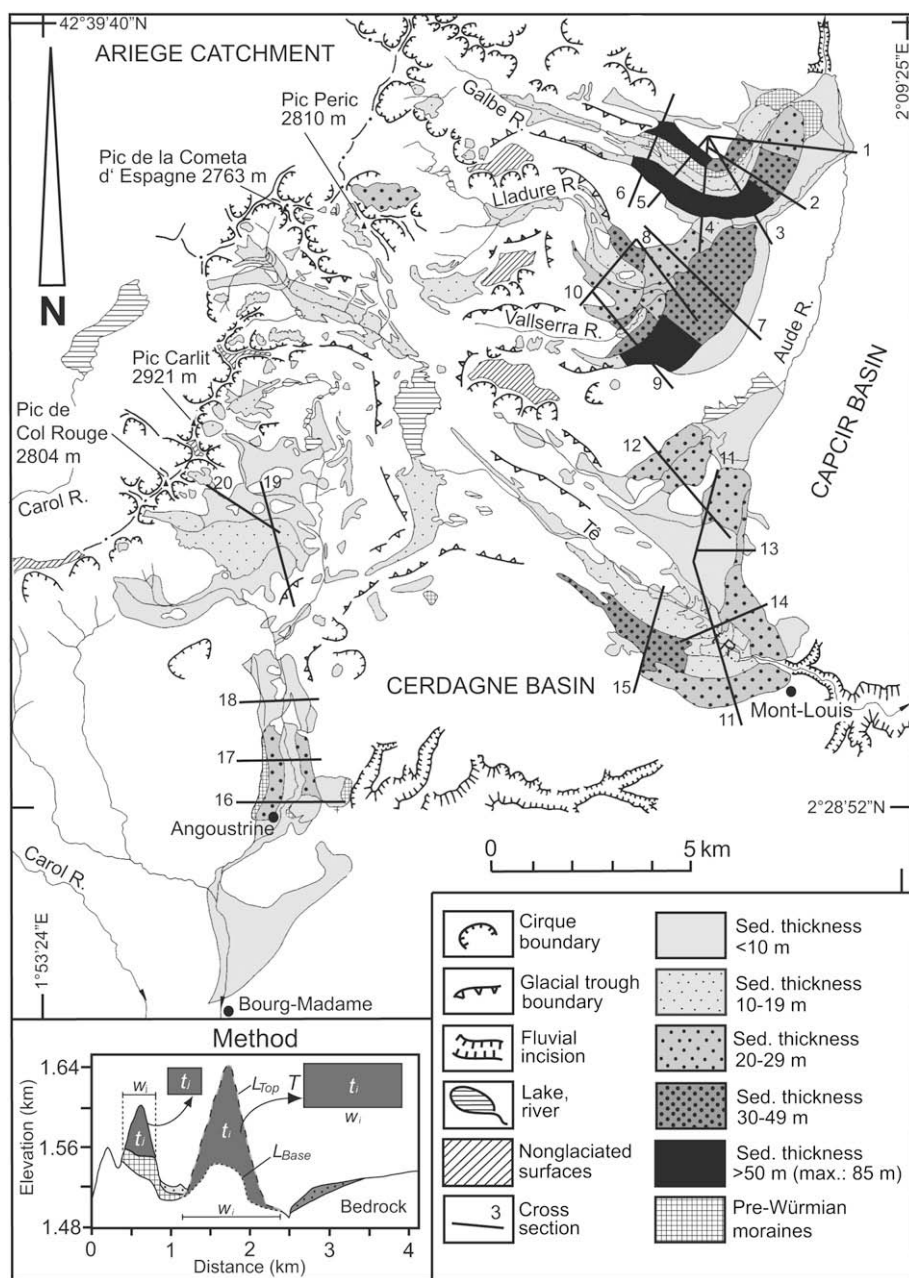


Fig. 5. Map of homogeneous deposit units with cross-section lines used for calculating ice-margin sediment thicknesses. Detail of methodology in lower left corner is applied here to cross-section no. 3 (see [Suppl. Fig. 3](#)).

Twenty-six in situ-produced ^{10}Be exposure ages obtained from the full suite of glacial landforms, and three ^{14}C ages obtained on peat deposits preserved at 2.15 km a.s.l. in the lower part of the Têt iceway (Delmas, 2005), have illuminated the chronology of late Pleistocene deglaciation in the Carlit Massif (Delmas et al., 2008). Similar to MIE ages reported from the Noguera Ribagorçana valley in the Central Pyrenees (Pallàs et al., 2006), TCN dating of the Terminal Unit has shown that the last MIE occurred between 24 and 22 ka. It was thus coeval with Marine Isotope Stage 2 and the Last Glacial Maximum recorded at higher latitudes. The 19–20 cal ^{14}C yr BP peatbog radiocarbon ages (Fig. 7) further indicate that, within just 2–4 kyr, the Carlit ice dome had melted to form a population of residual cirque glaciers restricted to only the most elevated cirques. The rapidity of this deglacial phase was probably related to the hypsometric configuration of

the catchment, in which small rises in the ELA across the plateau topography were capable of causing large and rapid jumps in ice mass reduction (Fig. 4). Any subsequent readvance within the Têt trough would have destroyed the 19–20 cal ^{14}C yr BP peatbog (Delmas et al., 2008). Finally, local and regional palaeoenvironmental data indicate that cooling during the Older Dryas was responsible for the regrowth of cirque glaciers, which formed the small terminal moraines of the Cirque Unit previously described (Delmas et al., 2008). The ice that formed during this colder spell, however, does not appear to have survived warming during the Allerød. In this relatively dry mountain environment, cooling during the Younger Dryas allowed ice to maintain itself in cirques exceeding elevations of 2.5 km, but otherwise mostly promoted intense periglacial activity and the development of rock glaciers.

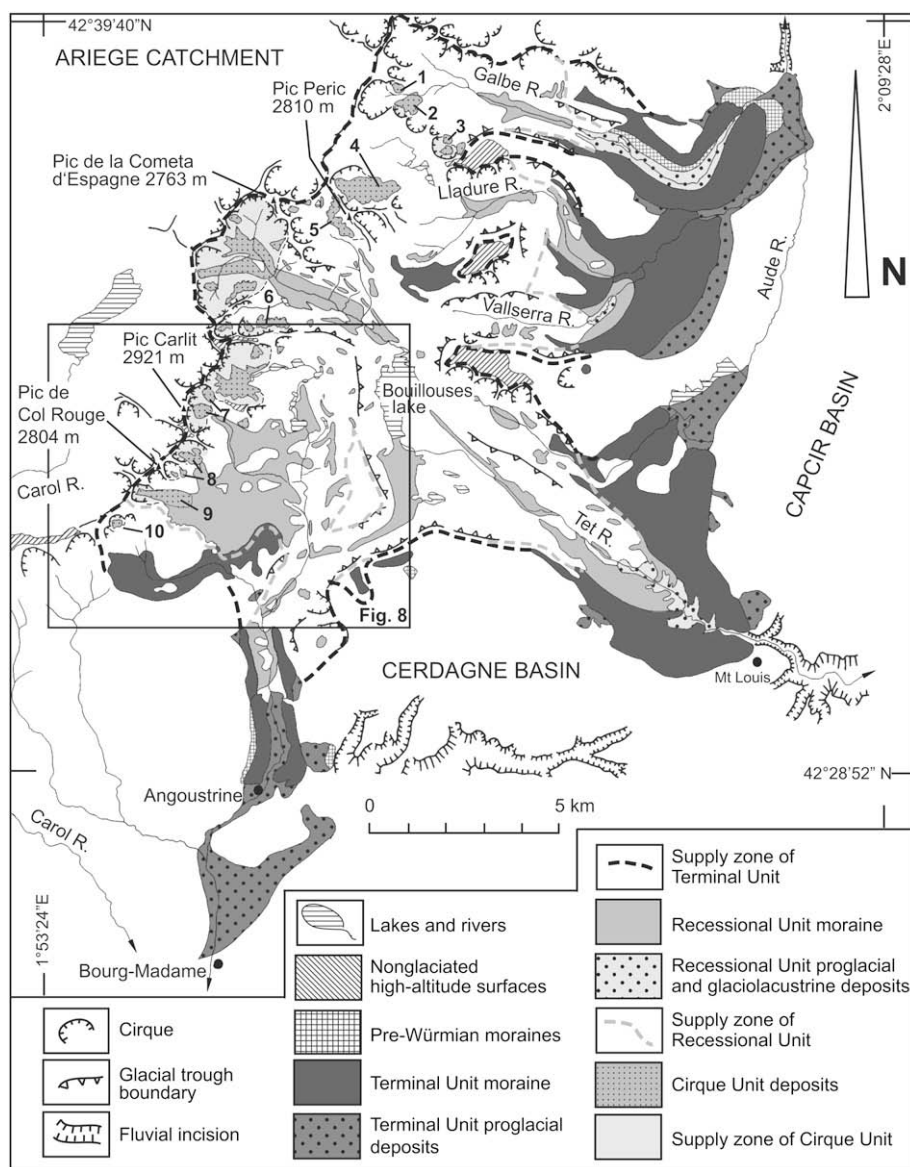


Fig. 6. Map of Terminal, Recessional and Cirque Unit deposits.

4. Methods

4.1. Estimate of sediment volumes

Volumetric estimates of debris deposited during the last glacial cycle include all deposits related to glacier activity, i.e. moraine, glaciolacustrine deposits and glaciofluvial outwash trains, but also material such as scree deposits and rock glaciers. Most of these depositional packages are still *in situ*, but a few have been reworked by gravity or as postglacial debris fans. The total surface area of glacial and periglacial deposits was contoured from the 1:25,000 geomorphological base map of Mont-Louis (Autran et al., 2009) and from aerial photographs (IGN 1995-FD-66/250). Good precision was achieved because the area of interest lies almost entirely above the timber line.

The estimation of deposit thicknesses is approximate because the heterogeneity of deposits listed above rules out the application of a systematic method for determining both surface and subglacial topography. Given the topographic configuration of the catchment and its trapping potential, it was possible to draw a multitude of cross

sections perpendicular to individual moraines on the 1:25,000 topographic map (5 m contour interval) and define areas of uniform depositional landform geometry (Fig. 5). For each unit, a sediment volume was estimated as $V = S \times T$, S being the mapped surface area of the depositional landform. Average deposit thickness, T , was calculated by dividing the depositional unit's cross-sectional area, t , by the width, w , of polygon S at the locus of the cross section. Cross-sectional area, t , is defined by the topographic (L_{top}) and subglacial (L_{base}) interface envelopes, respectively. Deposit thickness T was obtained by re-expressing t as the surface area of a rectangle of dimension $T \times w$. Where exposures were good, such as in the Galbe and Angoustrine valleys, it was locally possible to subtract from t the mass of underlying pre-Würmian deposits (Suppl. Figs. 3 and 4), easily recognizable by their advanced state of weathering and similarity in facies to other pre-Würmian moraines in the Eastern Pyrenees (Calvet, 1996). This procedure was mainly applied to Terminal Unit moraines, which represent $\sim 80\%$ (1 km^3) of the total sediment volume relevant to this study, and to the Soccarades Recessional Unit area where numerous bedrock outcrops allowed an exceptionally precise reconstruction of subglacial topography to be achieved.

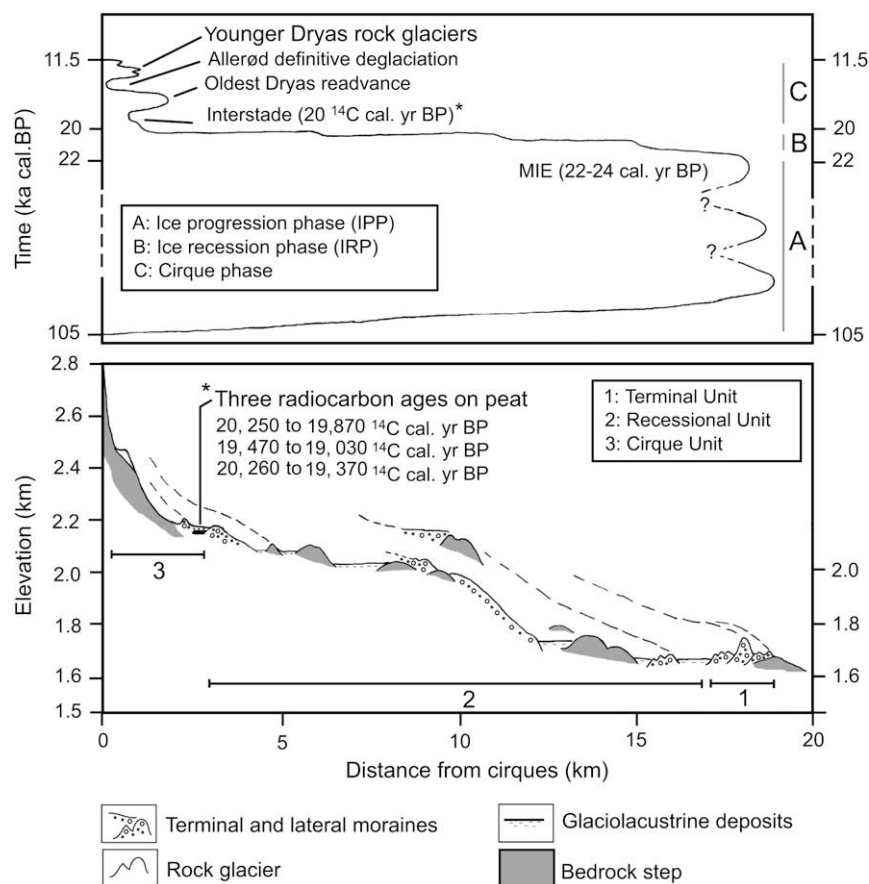


Fig. 7. Spatial distribution of age-bracketed sediment packages belonging to the last glaciation.

Other moraines from the Recessional and Cirque Units were analyzed individually on the basis of field observations and systematic ridge height measurements. In overdeepened rock basins of the glacial troughs, the deepest pollen cores reach to depths of 10 m (three cores at Borde, eight at Le Reco, two near Balcère; Jalut et al., 1992; Guiter et al., 2005) and cut through palaeodeltaic and palaeolake sediments belonging to the Recessional Unit. Because the rock basins are small (0.2–0.25 km wide and <2 km long), with bedrock outcrops often protruding in their midst, overdeepening by valley ice was limited. Based on this evidence, we estimated the mean thickness of glacial sediment fill in these areas to be ~10 m. This value is perhaps atypically low compared to rock basins studied in other glaciated settings, but the error attached to such estimates remains in any case limited because the total surface area of glaciolacustrine and glaciofluvial deposits in the Carlit ice field constitutes <10% of the total depositional surface area.

Mean thicknesses of 5 m for the glaciofluvial deposits of the Terminal Unit were determined with comparatively greater accuracy because postglacial incision of these outwash trains has exposed the top of the underlying Neogene basin sediments. Overall, the technical difficulties of providing finer knowledge of subglacial topography remain of limited consequence to the main objective of the study, which is to provide an assessment of variability in erosion rates during successive time slices of glacier activity within the last glacial cycle.

4.2. Calculation of denudation rates at catchment scale

Definition of the Terminal, Recessional and Cirque Units allows mean catchment-scale denudation rates (D) to be calculated over

two key time intervals: (i) the last major ice progression phase (IPP), for which information is contained within the Terminal Unit; (ii) the last major recession phase (IRP), for which information is contained within the Recessional Unit. The Cirque Unit, which comprises an assortment of small moraines, rock glaciers and scree deposits, is predominantly the result of cirque headscarp recession (R -values, examined in Section 4.3) rather than of catchment-averaged areal denudation, but Cirque Phase D -values were nevertheless calculated (Table 2) for comparison purposes.

The duration of these three intervals is calibrated on the TCN chronology of Delmas et al. (2008). Although the early stages of the last glacial cycle in this area are not well dated (Fig. 7), we assumed it began ca 105 ka on the basis of information inferred from oxygen isotope, methane, and other temperature proxy curves in the North Grip ice core (North Grip Members, 2004). Thus defined, the last glacial cycle corresponds to the Würmian (105–11.5 ka). Within that time span, the IPP lasted from 105 to 22–24 ka (Delmas et al., 2008; see Section 3.3). The IRP occurred between 22–24 and ~20 ka, this lower bracket being provided by the radiocarbon ages on the peatbog (Delmas et al., 2008). The Cirque Phase extended from ~20 to 11.5 ka, which is the accepted boundary between the Younger Dryas and the Holocene.

The size of the glaciated catchment during each of these periods varied. Detail of catchment size fluctuation during the IPP is unknown so that the ice catchment reconstructed for the MIE was used by default (Fig. 6). During the IRP, however, the contributing supply area diminished from 129 km² ca 22 ka to 17.84 km² ca 20 ka (Table 1). A correction designed to account for variation in supply area was applied on the basis of a linear decline in glaci-erized surface area during the corresponding 2 kyr time interval.

Table 1
Main spatial and time units used in erosion rate calculations.

Sediment package	Sediment volume (km ³)	Bedrock equivalent volume ^a (km ³)			Clast supply area ^{b,c,d} (km ²)	Time interval (yr)
		V63	V50	V33		
IPP	1.03	0.65	na	na	168.82	105–22
IRP	0.18	0.11	na	na	90.56	22–20
IRP Soccarades	0.04	0.02	0.02	0.01	2.65	22–20
Cirque Phase	0.08	0.05	0.04	0.03	17.84	20–11.5

na: not applicable.

^a Correction for density assuming that eroded bedrock is 63% (V63), 50% (V50), or 33% (V33) of total sediment volume.

^b Area values obtained from a Geographical Information System incorporate an assumed linear decrease in clast supply area during the ice recession phase (IRP).

^c In the steep crest zone (Cirque Phase and IRP Soccarades), area calculation includes correction for slope based on measurements ($n = 3–5$) of mean gradient on bedrock slopes grading to the deposits. In the Soccarades setting, a mean slope value of 29.9° was applied to the relevant cirque walls.

^d For the Soccarades IRP, calculations for the clast supply-zone are limited to exposures in granite (see Fig. 8).

During the Cirque Phase, the supply zones for the Older Dryas moraines and the Younger Dryas rock glaciers were essentially identical, so that corrections accounting for variation in supply area were not required. The catchment surface areas of the IPP and IRP were computed from 1:25,000 maps and contoured from the catchment crest zone to the outer limits of their respective depositional landforms. No correction for slope was applied for either the IPP or IRP because the catchment topography is overwhelmingly dominated by low-gradient surfaces (Fig. 4). For the Cirque Phase, during which ice was restricted to the steepened crest zone, slope-corrected ice catchment areas were calculated on the basis of multiple cirque-wall cross sections drawn from 1:25,000 maps. This produced a mean catchment slope value.

Finally, sediment volumes were converted to eroded bedrock by applying a density correction based on a 1.7/2.7 density ratio (hereafter termed V63 with reference to volumetric units). For the Cirque Phase, V33 and V50 ratios, as used by Barsch (1997) and Humlum (2000) in a similar context, were deemed more suitable given the openwork structure and lower density of these deposits.

4.3. Rockwall retreat rates (R)

Calculation of bedrock backwearing rates (R) was possible where the facies and nature of footslope and cirque-wall deposits such as openwork moraines, scree or rock glacier deposits indicated supraglacial clast sources. A good example is the Soccarades area (Fig. 8 and Suppl. Fig. 1) where glacier sediment loads produced during the IRP are concentrated over a distance of a few kilometres from the crest zone. This contrasts with the Têt valley glacier, which distributed its debris over a distance of ~15 km. The low-gradient topography has allowed good *in situ* preservation of the debris-mantled glacier deposits. Above the thin, relatively passive ice, steepened rock slopes in granite and schist became exposed to supraglacial processes soon after 20 ka. The almost exclusively granitic composition of the Soccarades scree deposits indicates a source area confined to the granite outcrop and thus refines the potential for mass balance estimates (Table 1).

Apart from La Grave and Sobirans, rockwall retreat rates could also be quantified in other cirques (Fig. 6) because moraines, scree and rock glaciers all grade to their supply slopes and thus suggest a dynamic continuum (Suppl. Fig. 1). Furthermore, cirques carved out of granite, schist and metamorphic rim lithologies could be clearly distinguished and sampled separately. Density and slope corrections were applied according to the procedures described in Section 3.2 (Table 1).

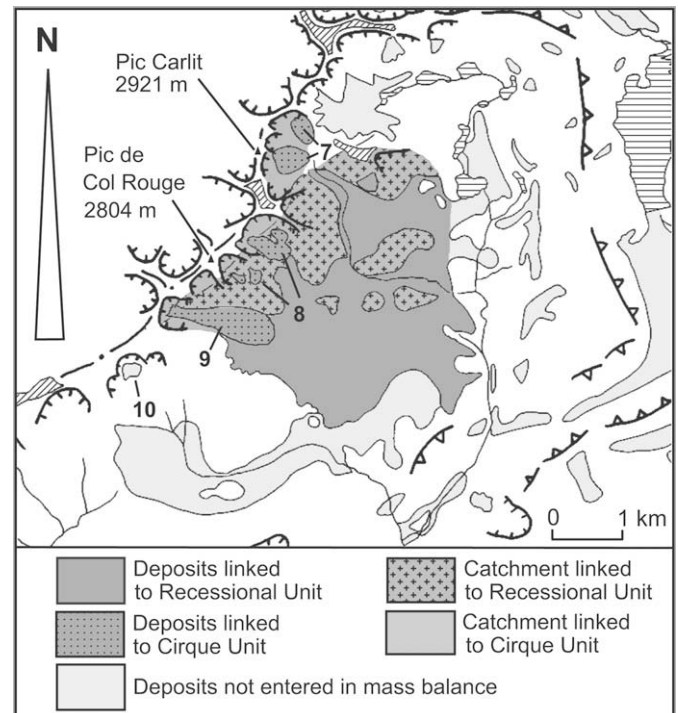


Fig. 8. Close-up of the Soccarades area (see Fig. 6 for location).

5. Results

Table 2 reveals the limited magnitude of glacial erosion in this eastern portion of the Pyrenean mountain range. Table 2 also highlights a tenfold acceleration of erosion rates during the rapid post-MIE deglaciation event, with mean IRP D -values of 0.61 mm yr⁻¹. During the Older and Younger Dryas, i.e. the Cirque Phase, erosion rates declined to mean D -values ranging between 0.18 and 0.34 mm yr⁻¹ depending on density correction. Contrast between the IRP and Cirque Phase is best brought into focus by the well constrained Soccarades example (Table 3), where mean IRP R -values of 2.38–4.5 mm yr⁻¹ are 10 times higher than Cirque Phase R -values in Soccarades (0.14–0.27 mm yr⁻¹ depending on density correction). Table 3 also provides mean R -values for the other cirques of the study area. The magnitude of decline in mean R -values during the Cirque Phase should, however, be mitigated by the fact that local variability in cirque-wall recession was high due to lithological controls. Results in Table 4 show that R -values were higher (cirque 6 except) for cirques formed in schist (0.4–1.5 mm yr⁻¹ depending on density correction coefficients) than for cirques formed in granite (0.085–0.48 mm yr⁻¹).

In summary, the data clearly reveal distinct moments of geomorphic activity and mass redistribution during the course of the last glacial cycle, with overall variability ranging by one order of magnitude. Glacial erosion remained limited throughout the

Table 2
Mean denudation rates (D -values).

Sediment package	Erosion depth (m)	Erosion rate (mm/yr)
IPP	3.85	0.046
IRP	1.23	0.613
Cirque Phase		
V63	2.89	0.340
V50	2.29	0.270
V33	1.53	0.180

Table 3
Mean granite-slope retreat rates (*R*-values).

Sediment package		Slope retreat distance (m)	Slope retreat rate (mm/yr)
IRP Soccarades	V63	9.00	4.50
	V50	7.15	3.57
	V33	4.76	2.38
Cirque Phase Soccarades ^a	V63	2.64	0.31
	V50	2.1	0.25
	V33	1.4	0.16
Cirque Phase ^b	V63	5.92	0.70
	V50	4.70	0.55
	V33	3.14	0.37

^a Mean for cirques no. 7–10 (see Fig. 6).

^b Mean for cirques no. 1–10 (see Fig. 6 and Table 4).

cycle, with rates having been particularly low during the IPP. This is partly ascribable to the relatively dry Mediterranean climate, and to the low relative relief and low-gradient slope system of the Carlit Massif (Fig. 4). Geomorphic activity peaked ($D \approx 0.6 \text{ mm yr}^{-1}$ and $R \approx 2.4\text{--}4.5 \text{ mm yr}^{-1}$) during the main transition to ice-free conditions (i.e. during the IRP), when deglacial debuttreasing promoted the rapid response of freshly exposed steep-slope systems to new equilibrium conditions. Lateglacial *R*-values declined to $0.37\text{--}0.7 \text{ mm yr}^{-1}$, with indications of spatially variable *R* controlled by lithology. The highest rates systematically coincide with schist bedrock whereas the lowest coincide with granite and metamorphic rim outcrops because of low joint spacing and massive structure.

6. Discussion

6.1. Glacial erosion rates in the Carlit massif in global perspective

The box plot in Fig. 9 compares *D*-values for the Carlit massif with erosion rates obtained by the same method compiled in this accompanying review (see Section 2 and Suppl. Tables 1–6). It shows three main features: (i) Carlit erosion rates based on this method are comparable to the worldwide database; (ii) the erosion rate calculated for the Carlit IPP (0.046 mm yr^{-1}) is comparable to the lowermost values reported for the entire Quaternary, which have mostly been budgeted for areas covered by large ice-sheets. However, rates are much lower than rates reported for time scales corresponding to a single glacial cycle, although the basis for comparison only consists of three studies (Elverhøi et al., 1995; Müller, 1999; Buoncrisiani and Campy, 2001). Finally, (iii) the erosion rate calculated for the Carlit IRP (0.61 mm yr^{-1}) and the Lateglacial ($0.18\text{--}0.34 \text{ mm yr}^{-1}$) scales with the most frequently reported mean rates obtained by the same method.

Table 4
Cirque-wall retreat rates (*R*-values).

Cirque # ^a	Bedrock	Clast supply-zone surface area (10 ⁻² km ²)	Slope (degrees)	Slope-corrected clast supply-zone surface area (10 ⁻² km ²)	Eroded bedrock equivalent volume (10 ⁻³ km ³)				Slope retreat (m)			R-value (mm/yr)		
					Uncorrected ^b	V63	V50	V33	V63	V50	V33	V63	V50	V33
1	Schist	3.75	35	4.58	0.97	0.61	0.49	0.32	13.41	10.65	7.10	1.58	1.25	0.83
2	Schist	12.50	35	15.26	3.15	1.98	1.57	1.05	12.99	10.32	6.88	1.53	1.21	0.81
3	Schist	20	35	24.42	2.77	1.75	1.39	0.92	7.16	5.68	3.80	0.84	0.69	0.45
4	Schist	17.50	40	22.84	2.6	1.64	1.30	0.87	7.16	5.69	3.80	0.84	0.67	0.45
5	Schist	84.62	40	110.47	15.4	9.69	7.70	5.10	8.78	6.97	4.65	1.032	0.82	0.55
6	Schist	52.19	38.5	66.59	1.81	1.14	0.91	0.60	1.71	1.36	0.91	0.20	0.16	0.11
7	Rim/granite	39.12	36.1	48.42	1.75	1.10	0.87	0.58	2.27	1.81	1.20	0.27	0.21	0.14
8	Rim/granite	07.50	36	9.27	0.2	0.12	0.10	0.66	1.36	1.08	0.72	0.16	0.13	0.09
9	Rim/granite	75	36	92.70	4.25	2.67	2.12	1.42	2.87	2.29	1.53	0.34	0.27	0.18
10	Rim/granite	2.50	36	03.09	0.20	0.12	0.10	0.66	4.07	3.24	2.16	0.48	0.38	0.25

^a Cirque # refers to cirque numbering in Fig. 6.

^b Uncorrected bedrock volume represents the sediment volume before density correction.

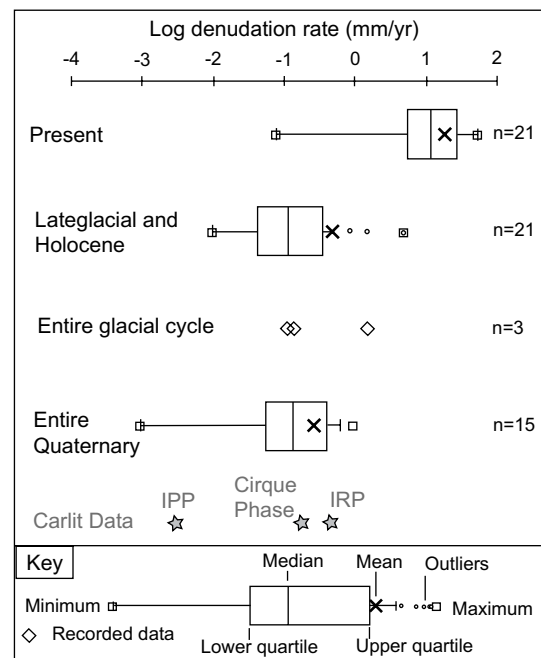


Fig. 9. Box and whiskers plots highlighting variability in catchment-averaged glacial erosion rates as inferred from ice-margin sediment volumes (see Suppl. Tables 5 and 6). Note that the 'present-day' data box stands out as an outlier, and contains 72% of data from Alaska. This clearly indicates that glacial erosion is anomalously active in present-day Alaska, but also perhaps that the measurement of erosion rates over short time intervals systematically overestimates the true effect of glacial processes on the landscape over geological time scales. The rest of the data indicates that the distribution of denudation rates is relatively uniform regardless of measured time interval. This challenges some conclusions reached by Gardner et al. (1987) and further discussed in relation to Fig. 11.

A comparison of *R*-values compiled in Tables 3 and 4 with results obtained by similar methods (Fig. 10) highlights the following points: (i) IRP *R*-values in the Carlit Massif compare with the higher-bracket rates reported from other studies around the world; (ii) rates for cirques formed in schist (cirque no. 6 excepted) match modal rates reported elsewhere; (iii) rates for cirques nos. 7–10, i.e. in the granitic Soccarades area, are lower than even the lowest rates reported elsewhere.

6.2. Uncertainty in the measurement of *D*

Erosion rates, expressed in units of $[LT^{-1}]$, depend on the accuracy of mass flux estimates but also on the precision in defining the time intervals over which the surficial process of interest was

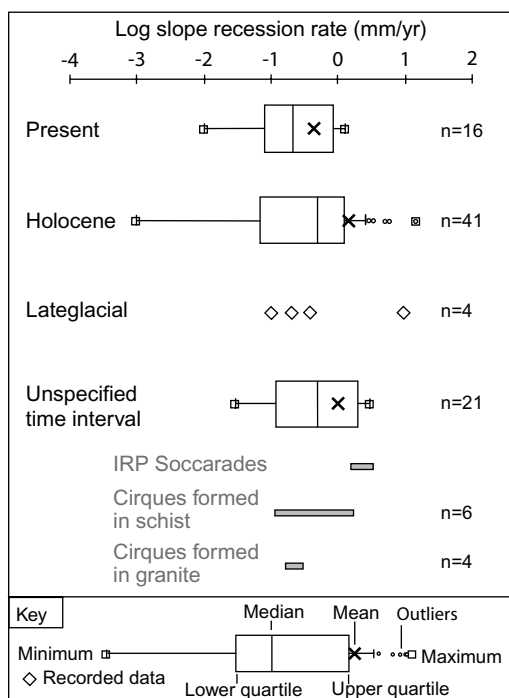


Fig. 10. Box and whiskers plots highlighting variability in slope recession rates (see Suppl. Table 7). Note homogeneity of IQR ($1-10^{-1}$ mm yr $^{-1}$) irrespective of measurement interval. Wider spread of Holocene series is probably linked to a mix of data from environments where deglacial debuttressing occurred at different times during the Holocene. This relates, therefore, to the issue of periodization discussed in Section 6.2. This may also be due to disparities in the sensitivity of bedrock materials to detachment. However, a reclassification of the data based on lithology did not reveal any clear trends, suggesting that the key factors could be other defining parameters of rock mass strength such as fracture density.

active, and for which, therefore, the calculated rates are relevant. In the light of results obtained for the Carlit Massif, we examine here the potential biases likely to affect the fidelity of the methods used in the calculation of those two quantities, and their wider implications for larger databases such as presented in this review.

6.2.1. Accuracy in the accounting of glacier sediment delivery to the ice-field margin

First in querying why the Carlit IPP denudation rate is low when expectation is for maximum erosion rates to occur during glacial advances, we examine whether this could not be an artefact relating to some assumptions made in the study. With volumetric methods that are not based on subsurface imaging, the greatest source of error is the geometry of the subglacial interface. In the Carlit Massif, any calculation derived from the sediment record is likely to overestimate erosion rates because of the possibility of undetected pre-Würmian deposits buried beneath the terminal moraines (Suppl. Figs. 3 and 4). This, however, is likely to be partly compensated for by underestimated rock basin fills in the glacial troughs, and by the thin (<1 m) cover of till and erratic blocks scattered across the landscape – which is neither included in the sediment budget nor mentioned on the 1:50,000 geological map. These positive and negative biases probably balance out.

Because the catchment under study is an imperfect sediment trap, another source of uncertainty concerns the unknown amount of suspended and solute load exported out of the system by the rivers, and therefore not captured in the mass balance. Although some of the suspended load has been retained within the system in rock basins and distal outwash trains, the likelihood of material having been exported out of the system mostly as suspended load should justify a revision towards higher denudation rates than

obtained in this study. Data obtained from active glacier systems elsewhere indicate that the suspended and bed loads conveyed in proglacial channels are comparable (Gurnell, 1987; Hallet et al., 1996; Collins, 1998). The solute load of glacial meltwater channels, however, remains poorly known. Some work has emphasized the capacity for subglacial meltwater to dissolve minerals, including in crystalline bedrock environments (Vivian, 1975; Souchez and Lemmens, 1987; Sharp et al., 1995). However, unless the subglacial geology is dominated by carbonates or salt-rich sedimentary rocks, high solute content has generally been linked to the dissolution of suspended material during transport rather than to efficient chemical weathering of subglacial bedrock.

Likewise, sediment load partitioning between meltwater channels and englacial moraines is poorly known. A sediment budget of the Tsidjiore Nouve glacier (Swiss Alps) has shown that the aggregate volume of lateral and terminal moraines (43.7%) roughly equalled the suspended (37%) and bed (19.3%) loads in the outwash channels (Small, 1987, after Beecroft, 1983). Sediment partitioning on the Arolla glacier (Swiss Alps) was less balanced, with 24% attributable to till and 76% to meltwater loads, respectively (Warburton and Beecroft, 1993). It is likely that ratios vary as a function of topographic slope, with low-gradient plateaus such as the Carlit being more conducive to moraine conservation but steeper glacial troughs favouring till outwash.

No studies identified here have, so far, provided more finely partitioned sediment budgets in glaciated landscapes. Despite such uncertainties, results from this study indicate that even when sediment volumes are doubled (as per the Tsidjiore example) in order to account for evacuated solute and suspended loads, mean IPP D-values in the Têt glacier catchment still come out as low, ranking within the mid-range of glacial denudation rates reported from high and mid-latitude environments (Suppl. Table 6).

To summarize, denudation rate results for the Carlit ice field, which overall yield remarkably low values (Table 2), are probably fairly accurate despite the potential caveats listed above. Given the low likelihood of cold-based glacier development at this relatively low latitude, the most plausible explanation for the low denudation rates is the subglacial hypsometry. Low topographic gradients (Fig. 4) and limited local relief favoured the spread of thin, low-velocity, and hence relatively nonerosive ice, to which must be added the limiting climatic conditions of restricted snow accumulation and high ablation rates.

6.2.2. Division of time into blocks of geomorphic activity and inactivity: accuracy issues

Another issue affecting data interpretation is the division of time into discrete intervals used in the calculation of erosion rates. In querying why the Carlit IPP denudation rate is so low, we examine whether this could not be a statistical artefact due to erosion during the IPP having been averaged over a much longer time interval (85 ka) than the IRP (2 ka) and the Cirque Phase (8.5 ka).

Based on >300 elevation-change data from a wide range of settings and referring to a mixture of hillslope and rock weathering processes including slope and scarp retreat, mass movement, and glacial quarrying, Gardner et al. (1987) found that measured erosion rates tend to decrease with an increase in measurement interval. Their interpretation was that over longer time intervals, periods of low erosional activity were more likely to be averaged with periods of peak activity. Any detected change in erosion rates over geological time could thus be a spurious effect relating to the averaging procedure and resulting in an underappreciation of process efficiency compared to measurements made over a shorter time interval. This artefact was perceived to violate the null hypothesis according to which geomorphic events of all magnitudes are either periodic or random, i.e. the ratio between periods

of activity and periods of inactivity should be constant. It was perceived as being a potential source of error because it systematically promotes the debatable view that erosion rates have been accelerating towards present time, perhaps because of human impacts on land and climate systems.

Because we focus here on only one erosion process, glacial erosion, which unlike soil or fluvial erosion is not directly sensitive to human impacts on the land, we provide a reassessment of these scaling issues using the global data set compiled for this review. Following Gardner et al. (1987), we produced scatter plots in log–log space of erosion depth, Δx , vs. measurement time interval, Δt , as a test to determine the discrepancies obtained when comparing short-term measurements of erosion rates with longer-term estimates (Fig. 11). Data are derived from Suppl. Tables 1–7 but restricted to those studies where time interval and erosion depth or rate were either explicit or easily deduced from the information provided.

The plot reveals the great heterogeneity of reported glacial erosion rates. Like Gardner et al. (1987) we find that the slope of the regression line through the data is significantly different from 1.0 – a value that would reflect total independence between erosion rate and measurement interval: for a slope equal to 1.0, one order of magnitude increase in time interval would, predictably, cause one order of magnitude increase in erosion depth. Given the highly positive correlation between erosion depth and time interval, the significant departure from 1.0 is a strong signal that erosion rate decreases with an increase in measurement interval. However, we also note that the slope of the regression line approaches the value of 1.0 when extreme data, whether anomalously high (Alaska) or anomalously low (this study) compared to the rest of the global database, are removed (Fig. 11). Those extreme values can be explained by extreme environmental conditions: the high glacial erosion rates in Alaska correspond to fast moving, warm-based glacier systems in steep topography affected by a relatively warm and humid climate. That glaciated environment is furthermore undergoing significant paraglacial relaxation of slope systems as a consequence of glacier recession since the Little Ice Age. The low

glacial erosion rates recorded in the Carlit massif are ascribable instead to the list of environmental factors discussed in Section 3.3.

However, although environmental parameters clearly explain some of the dispersion observed in the database and confirm the well known influence of subglacial topography, lithology, geological structure, or the duration of glaciation, we also suggest that the disproportion between Δx and Δt noted by Gardner et al. (1987) could also be partly linked to sampling and methodological biases rather than to measurement interval. In support of this view, we note that some additional information can be obtained by partitioning glacial erosion rates as a function of the measurement method employed. Fig. 11 shows three additional regression relationships, each relevant to the sediment load, ice-margin sediment volume, and slope-retreat data subsets, respectively (data from Suppl. Tables 4–7). Regression coefficients are lower when the method of interest provides data spanning only two orders of time interval magnitude (this applies to sediment load and slope retreat), but the sediment volume method spans seven orders of magnitude, with $r = 0.92$. Again, when the Alaska and Carlit extremes are removed, the regression slopes become notably closer to 1.0 than when these subsets are pooled suggesting that some scatter in the data does depend on how erosion rates for the same process (here: glacial erosion) are calculated. We suggest that this phenomenon is due at least in part to the low resolution of the geological record, and thus to our inability to divide geological time into slices that are precisely adjusted to times of process activity and inactivity, respectively.

The Pyrenean IPP is a relevant example. Studies of glaciation in central and eastern Mediterranean mountain ranges have shown that these latitudes recorded climatic fluctuations similar to those of the North Atlantic (Allen et al., 1999; Tzedakis et al., 2004). On that basis, Hughes et al. (2006a) identified more than 10 periods within the late Pleistocene during which glaciers would have developed in the Pindos range (Greece), but where depositional sequences only record three major ice advances. All three occurred significantly earlier than the three recorded on the Rhône glacier in the Alps (Guyomard et al., 2007). Given such a record of glacier

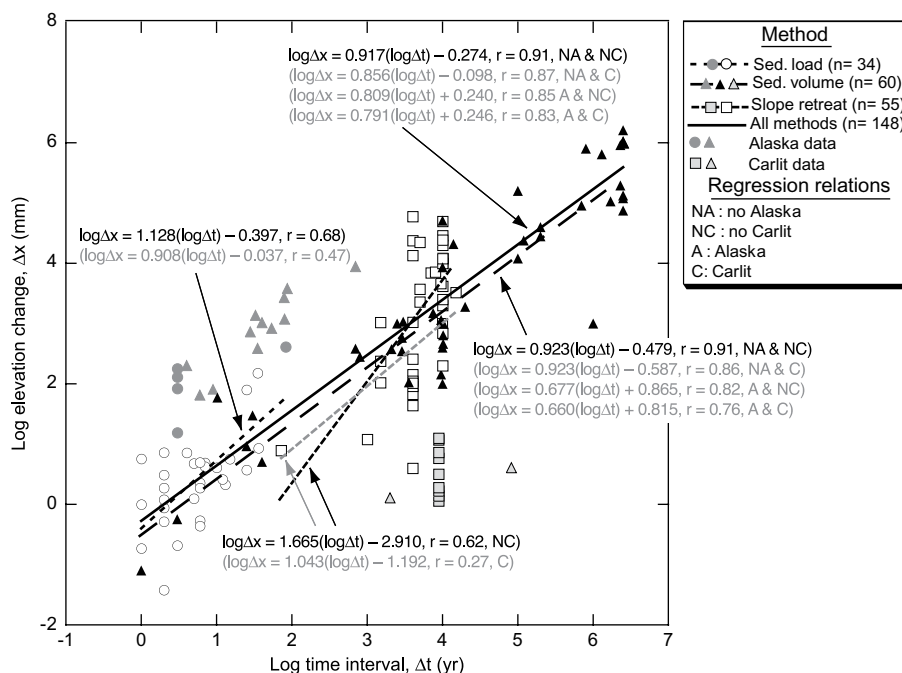


Fig. 11. Log–log scatter plot of global glacial erosion data with added regression relations between erosion depth and measurement interval (circles: sediment flux method; triangles: ice-margin volume estimates) and cirque headwall recession (squares). Data refer to a worldwide database summarized in Suppl. Tables 4–7.

fluctuations within the Mediterranean, it seems reasonable to assume that similar fluctuations also affected ice masses in the Carlit Massif, in which case the assumption of glacier stability during the IPP may be inaccurate. Oxygen Isotope Stages 5c and 5a, for example, are two among several warmer intervals that occurred between the Last Interglacial (5e) and the LGM. Given the small size of the Carlit ice cap and the low-gradient characteristics of the subglacial topography (Fig. 4), it is likely that ice extent during the IPP was neither steady nor uniform: ice fluctuations of a lesser magnitude than those recorded between 22–24 and 20 ka cal BP would have occurred on several occasions during the IPP. The mean size of the IPP catchment and duration of basal ice activity would thus need to be reduced, thus increasing glacier efficiency and mean *D*-values accordingly.

This example tends to challenge the view proposed by Gardner et al. (1987) that the lowering of rates when measured over longer time intervals is caused by a relative increase in periods of inactivity. Here, we suggest that any tendency for lower rates to coincide with longer measurement intervals is mainly due to a decrease in relative precision over the definition of interval boundaries. It is thus essentially a data binning issue caused by our poor appreciation of the true duration of process activity. There is a risk of mistakenly lumping together periods of activity and inactivity simply because we do not accurately know the time intervals that were effectively responsible for the sediment flux stored in the ice-margin sediment record. Defining the IPP as one uniform period of activity (low resolution data) or as a succession of advances and retreats (high resolution scenario) illustrates this distinction.

Finally, we also suggest that the apparent lowering of erosion rates, when measured over longer time intervals, is not exclusively restricted to a biased appreciation of the past. It is also likely to be influenced by investigator bias in the present, an issue not addressed by Gardner et al. (1987). For example, the anomalously high erosion rates of Alaskan glaciers were all measured over short time intervals in recent times (see Figs. 1 and 9). However, despite greater ease and precision in defining intervals of process activity by direct human observation at calendar timescales, there is a risk for instantaneous or short-term erosion rates (e.g. basal processes or channel sediment load estimates) to be measured at sites where a strong signal either exists or is expected within the system under study (see Fig. 1). There is also a tendency for investigators to be attracted by the prospect of measuring high magnitude geomorphic events rather than background denudation rates. Consequently, although spatially averaged estimates based on glacier sediment delivery to ice-field margins (cf. Section 2.2.2) tend to smooth out the spatial heterogeneity in system energy within the glaciated catchments, they do not necessarily provide an inaccurate representation of Pleistocene denudation rates (Fig. 11) provided care has been taken in the choice of field setting (to minimise the risk of sediment bypass), imprecision in the choice of sediment-to-bedrock density ratios, and confusion between glacial and non-glacial deposits. The Carlit case study would tend to support this conclusion.

6.3. Relative contribution of *R* during the paraglacial period

Accelerated erosion in a context of deglaciation is typical of so-called paraglacial environments, where slope systems readjust to new physical conditions governed by climatic warming and the gravitational consequences of debuttressing. In the granite area of Soccarades, cirque-wall recession reached total mean values of 4.5–9 m due to a contribution from processes capable of releasing large volumes of rock debris in short periods of time. Angular clast shape and openwork fabrics of IRP deposits suggest rockslope failure processes (Ballantyne, 2002; Jarman, 2006), with probably minor contributions from periglacial processes given the early

occurrence of the paraglacial period and the persistence of cold climatic conditions during that time.

The notable decline in erosion rates during the Cirque Phase suggests that most of the paraglacial response to debuttressing occurred during the last major ice recession (i.e. 22 and 20 ka cal BP). This, however, fails to establish whether mean Cirque Phase *D* and *R* rates have not been artificially underestimated by dividing sediment volumes by the entire 8.5 kyr duration of the Cirque Phase instead of standardizing the erosion rates. We may nevertheless note that even when the Cirque Phase interval is halved (i.e. when only the 2 kyr period of glacier activity corresponding to the Older Dryas added to the 2 kyr period of rock glacier development during the Younger Dryas are considered), Cirque Phase *D*- and *R*-values still remain lower than during the IRP (Tables 2 and 3). This strengthens the view that the low rockwall retreat rates in this environment are not a computational artefact.

6.4. Inheritance from the previous glacial cycles and the risk of double counting in the Terminal Unit

It is highly likely that paraglacial debacles of the kind detected after 22–24 ka also occurred during previous glacial cycles of the Pleistocene. This means that a proportion of the Würmian debris currently preserved in the Terminal Unit were produced during the deglacial stages of the previous glaciation and stored in the cirques and across the catchment until the last cycle began ca 105 ka and the ice progression bulldozed the debris outward to the Terminal Unit. Glaciers indeed erode bedrock, but they also act as passive conveyors of debris already present in the glacierized catchment. An accurate representation of glacial erosive power is only obtained if these two components are separated. For example, assuming that the total volume of sediments produced during the Rissian deglacial episode was identical to the volume computed here for the last IRP, an equivalent quantity of sediment should therefore be subtracted from the mass present in the Terminal Unit in order to separate the contribution from Würmian subglacial bedrock erosion from the inherited stock of passively conveyed older debris. A realistic estimate of IPP subglacial erosion obtained in this way yields a total volume for the Carlit Massif of 0.77 km³, which converts to a bedrock depth of 2.88 m after density correction. Note that such mean depths of erosion are sufficient for resetting ¹⁰Be radiometric clocks, and thus for calculating reliable exposure ages on glacially plucked and scoured bedrock steps during the last glacial cycle (Delmas et al., 2008).

6.5. Summary and overview

To summarize, all possible caveats levelled at the time-averaging procedures presented in this study contribute to reinforce the conclusion that the Carlit glacier system was predominantly a conveyor of supraglacial debris. Erosion of the subglacial topography was limited, except locally on plucked and scoured bedrock steps (Delmas et al., 2008).

We hypothesize that the event sequence proposed here for the last glacial cycle recurred throughout the Pleistocene. Reviews covering geographically wider areas of Europe have recorded a dozen major glacial cycles during the last 1 m.y. (Bennett and Glasser, 1996). In the Eastern Pyrenees, four erosional events have been recorded since early Middle Pleistocene times based on the characterization and mapping of three generations of moraines, four generations of outwash fans, glaciofluvial terraces and pediments, and at least three generations of slope deposits (Calvet, 1996). Perhaps unlike other Mediterranean mountain ranges (Hughes et al., 2006b), relatively small offsets between the three moraine systems suggest broadly similar maximum ice positions throughout the Quaternary. An extrapolation to the entire

Pleistocene epoch of erosion rates measured in this study suggests that denudation depths achieved by glacial scour did not exceed 50–100 m. Furthermore, given that a minimum of 25% of debris were sourced by supraglacial rather than subglacial bedrock outcrops during the paraglacial period (Table 1: sum of IRP and cirque phase data: 0.26 km³), cumulative Pleistocene denudation depths across plateau surfaces, cirque floors and valley-floor rock basins may not have exceeded 50 m.

These findings ultimately emphasize the importance of clarifying the meaning of time-averaged erosion rates. Bias highlighted by Gardner et al. (1987) in log–log scatter plots similar to Fig. 11 matters if the objective is to characterize the efficiency of a particular geomorphic process, such as basal erosion by a moving glacier. In that case, relevant time intervals need to be restricted to the time when ice was actively advancing across the landscape. However, this study has suggested that in the case of glacial erosion the notion of geomorphic inactivity is ill-conceived because the presence of even a stagnant or receding ice mass can be associated with high erosion rates. Periods that are deemed inactive with respect to glacial erosion may be active in terms of paraglacial processes during which sediment delivery and passive conveyance of debris by ice are high. Assuming most of that ice recession-related sediment is stored in the catchment until the next glacier advance removes it and supplements the ice-margin sediment mass, the cumulative effect of glacial erosion on the landscape over long periods of time can still be estimated with some accuracy.

7. Conclusion: greater relative impact on the landscape of paraglacial R than glacial D

The glaciated landscape evolution scheme portrayed in this study, in which topography evolves more rapidly by slope recession than by land surface lowering (i.e. $R \gg D$), is compatible with the preservation of the Neogene pediment surfaces that form the distinctive plateau topography of the Carlit Massif (Fig. 4) and have remained islands of low erosion for the past ~15 m.y. (Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., in press). Widespread exposures of >10 m-thick saprolite preserved beneath till deposits (Suppl. Fig. 2) also point to the relatively passive behaviour of the ice, even though it currently remains difficult to prove independently that the weathered rock is exclusively Cenozoic in age.

This study shows that Quaternary glaciation in this environment has not altered the Cenozoic scenery to the extent seen in other West European mountain belts, other parts of the Pyrenees included. As commonly observed in topographic systems where ice has converged to form massive valley glaciers that became effective in carving out deep valleys (Glasser and Hall, 1997), the Bouillouses–Têt glacial trough (Fig. 4) was the main focus of erosive power. The immediately adjacent pediment surfaces, however, were left relatively unscathed.

Bedrock slope recession rates in the Carlit crest zone have varied as a function of lithology. The Carlit crest zone has been interpreted as a large Cenozoic monadnock (Fig. 4; Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008). By extrapolation to the earlier Pleistocene of deglacial R-values presented in this study, rockwall recession distances would have reached 40–110 m cumulatively over the entire span of the Pleistocene (see Table 3). Such values scale with the development of landforms the size of nivation hollows but remain incompatibly low to explain currently observed cirque dimensions, which are much larger. This suggests that the cirques developed in the crest zone at sites where the Cenozoic pediments had already formed embayments between residual topographic hills (now glacially eroded peaks).

Due to a relatively good age control on sediment deposits in the Carlit glacier system, this quantitative study confirms that glaciers as geomorphic agents are efficient conveyors of supraglacial debris

delivered during deglacial intervals, even when these are short-lived. The direct effect of glaciers in eroding preglacial land surfaces, at least in this relatively low-relief setting where rapid basal ice motion was not an important feature, was quite limited. The data provided here emphasize the fact that glacial erosion is an imprecise notion that gains from careful partitioning between the contributions of paraglacial and subglacial erosion in glacially eroded landscapes.

Acknowledgements

This work benefited from the 'Reliefs de la Terre' initiative, a research programme funded by the Institut National des Sciences de l'Univers, France. The Bureau des Recherches Géologiques et Minières (BRGM) kindly provided a preprint of the forthcoming 1:50,000 geological map of Mont-Louis. Two anonymous reviewers provided useful comments. Any remaining error is entirely our own.

Supplementary information

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.006

References

- Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Nowaczyk, N.R., Oberhänsli, H., Watts, W.A., Wulf, S., Zolitschka, B., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400, 740–743.
- André, M.F., 2001. Tors et roches moutonnées en Laponie suédoise: antagonismes ou filiations? *Géographie Physique et Quaternaire* 55, 229–242.
- Andrews, J.T., Le Masurier, W.E., 1973. Rate of Quaternary glacial erosion and corrie formation, Marie Byrd land, Antarctica. *Geology* 1, 75–80.
- Autran, A., Calvet, M., Delmas, M., 2009. Carte géologique de la France au 1/50,000: feuille Mont-Louis, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935–1977.
- Barsch, D., 1997. Rock Glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Springer, Berlin.
- Bennett, M.R., Glasser, N.F., 1996. Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms. John Wiley, Chichester.
- Beecroft, I., 1983. Sediment transport during an outburst from Glacier de Tsidiore Nouve, Switzerland, 16–19 June 1981. *Journal of Glaciology* 29, 185–190.
- Bierman, P.R., Marsella, K.A., Patterson, C., Davis, P.T., Caffee, M., 1999. Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. *Geomorphology* 27, 25–39.
- Boulton, G.S., 1974. Processes and patterns of glacial erosion. In: Coates, D.R. (Ed.), *Glacial Geomorphology*. State University of New York, Binghamton, pp. 41–87.
- Bratlie, B., 1994. Senkvartaere sedimenter og glasialhistorie i Van Keulenfjorden, Svalbard. Ph.D. thesis, University of Oslo, Norway.
- Briner, J.P., Swanson, T.W., 1998. Using inherited cosmogenic ³⁶Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geology* 26, 3–6.
- Briner, J., Miller, G.H., Davis, P.T., Finkel, R., 2006. Cosmogenic radionuclides from fjord landscapes support differential erosion by overriding ice sheets. *Geological Society of America Bulletin* 118, 406–420.
- Briner, J., Miller, G.H., Finkel, R., Hess, D.P., 2008. Glacial erosion at the fjord onset zone and implications for the organization of ice flow on Baffin Island, Arctic Canada. *Geomorphology* 97, 126–134.
- Brown, E.T., Colin, F., Bourlès, D.L., 2003. Quantitative evaluation of soil processes using in situ-produced cosmogenic nuclides. *C.R. Géosciences* 335, 1161–1171.
- Buonocristiani, J.F., Campy, M., 2001. Late pleistocene detrital sediment yield of the Jura Glacier, France. *Quaternary Research* 56, 51–61.
- Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: Les Pyrénées Orientales. Document du BRGM n° 255. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, pp. 119–128.
- Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of regional topographic evolution: an inversion of long-term East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In: Gallagher, K., Jones, S.J., Wainwright, J. (Eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Spatial Scales*. Geological Society of London, Special Publications, vol. 296, pp. 147–166.
- Collins, D.N., 1998. Suspended sediment flux in meltwaters draining from Batura Glacier as an indicator of the rate of glacial erosion in the Karakoram Mountains. *Quaternary Proceedings* 6, 1–10.

- Delmas, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire* 16, 45–55.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69, 231–241.
- Elverhøi, A., Svendsen, J.I., Solheim, A., Andersen, E.S., Milliman, J., Mangerud, J., Hooke, R.L., 1995. Late Quaternary sediment yield from the High Arctic Svalbard area. *Journal of Geology* 103, 1–17.
- Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D., Fink, D., 2002. Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters* 201, 397–406.
- Fabel, D., Harbor, J., Dahms, D., James, A., Elmore, D., Horn, L., Daley, K., Steele, C., 2004. Spatial patterns of glacial erosion at a valley scale derived from terrestrial cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al concentrations in rock. *Annals of the Association of American Geographers* 94, 241–255.
- Gardner, T.W., Jorgensen, D.W., Shuman, C., Lemieux, C.R., 1987. Geomorphic and tectonic process rates: effects of measured time interval. *Geology* 15, 259–261.
- Geirsdóttir, A., Miller, G.H., Andrews, J.T., 2007. Glaciation, erosion and landscape evolution of Iceland. *Journal of Geodynamics* 43, 170–186.
- Glasser, N.F., Hall, A.M., 1997. Calculating Quaternary glacial erosion rates in northeast Scotland. *Geomorphology* 20, 29–48.
- Guitier, F., Andrieu-Ponel, V., Digerfeldt, G., Reille, M., de Beaulieu, J.L., Ponel, P., 2005. Vegetation history and lake-level changes from the Younger Dryas to the present in Eastern Pyrenees (France): pollen, plant macrofossils and lithostratigraphy from Lake Racou (2000 m a.s.l. Vegetation History and Archaeobotany 14, 99–118.
- Gunnell, A.M., 1987. Fluvial sediment yield from alpine, glacierized catchments. In: Gurnell, A.M., Clarck, M.J. (Eds.), *Glaciofluvial Sediment Transfer: an Alpine Perspective*. John Wiley, Chichester, pp. 415–420.
- Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., André, G., 2007. Quantitative and qualitative insights into bedrock landform erosion on the South Indian craton using cosmogenic nuclides and apatite fission tracks. *Geological Society of America Bulletin* 117, 576–586, doi:10.1130/B25945.1.
- Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and bio-chronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, in press.
- Guyomard, A., Nicoud, G., Rousset, P., 2007. Enregistrement des fluctuations glaciaires dans la moyenne vallée de l'Ugine en rive droite de la vallée de la Drance (région d'Evian, Haute Savoie). *Quaternaire* 18, 243–252.
- Hall, A.M., Sugden, D.E., 1987. Limited modification of mid-latitude landscapes by ice sheets: the case of northeast Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 531–542.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12, 213–235.
- Hättestrand, C., Stroeven, A.P., 2002. A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology* 44, 127–143.
- Hebdon, N.J., Atkinson, T.C., Lawson, T.J., Young, I.R., 1997. Rate of glacial valley deepening during the late quaternary in Assynt, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 307–315.
- Helgason, J., Ducan, R.A., 2001. Glacial-interglacial history of the Skaftafell region, southeast Iceland, 0–5 Ma. *Geology* 29, 179–182.
- Hooke, E.L., Elverhøi, A., 1996. Sediment flux from a fjord during glacial periods, Isfjorden, Spitsbergen. *Global and Planetary Change* 12, 237–249.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., 2006a. Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 50, 83–98.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., 2006b. Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography* 30, 334–364.
- Humlum, O., 2000. The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology* 35, 41–67.
- Hunter, L.E., 1994. Grounding-line Systems of Modern Temperate Glaciers and Their Effects on Glacier Stability. Ph.D. thesis, University of Illinois.
- Jarman, D., 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology* 83, 161–182.
- Jalut, G., Montserrat, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M., Julia, R., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews* 11, 449–480.
- Li, Y., Harbor, J., Stroeven, A.P., Fabel, D., Kleman, J., Fink, D., Caffee, M., 2005. Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1039–1049.
- Lidmar-Bergström, K., 1997. A long-term perspective on glacial erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 55, 297–306.
- Marquette, G.C., Gray, J.T., Gosse, J.C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G., Finkel, R., 2004. Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 19–38.
- Müller, B.U., 1999. Paraglacial sedimentation and denudation processes in an Alpine valley of Switzerland. An approach to the quantification of sediment budgets. *Geodinamica Acta* 12, 291–301.
- Nesje, A., Sulebak, J.R., 1994. Quantification of late Cenozoic erosion and denudation in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 48, 85–92.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Valen, V., Øvstedal, J., 1992. Quaternary erosion in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Geomorphology* 5, 511–520.
- North Grip Members, 2004. High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the Last Interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937–2963.
- Phillips, W.P., Hall, A.M., Mottram, R., Fifield, K.L., Sugden, D.E., 2006. Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorphology* 73, 222–245.
- Sharp, M.J., Tranter, M., Brown, G.H., Skidmore, M., 1995. Rates of chemical denudation and CO_2 drawdown in a glacier-covered catchment. *Geology* 23, 61–64.
- Small, R.J., 1987. Moraine sediments budgets. In: Gurnell, A.M., Clarck, M.J. (Eds.), *Glaciofluvial Sediment Transfer: an Alpine Perspective*. John Wiley, Chichester, pp. 165–197.
- Souchez, R.A., Lemmens, M.M., 1987. Solutés. In: Gurnell, A.M., Clarck, M.J. (Eds.), *Glaciofluvial Sediment Transfer: an Alpine Perspective*. John Wiley, Chichester, pp. 285–303.
- Staiger, J.K.W., Gosse, C.G., Johnson, J.V., Fastook, J., Gray, J.T., Stockli, D.F., Stockli, L., Finkel, R., 2005. Quaternary relief generation by polythermal glacier ice. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1145–1159.
- Stroeven, A.P., Fabel, D., Hättestrand, C., Harbor, J., 2002a. A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. *Geomorphology* 44, 145–154.
- Stroeven, A.P., Fabel, D., Harbor, J., Hättestrand, C., Kleman, J., 2002b. Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk–Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. *Geografiska Annaler* 84A, 275–287.
- Sugden, D.E., Balco, G., Cowdery, S.G., Stone, J.O., Sass III, L.C., 2005. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. *Geomorphology* 67, 317–334.
- Sugden, D.E., John, B.S., 1976. *Glaciers and Landscape*. Arnold, London.
- Tzedakis, P.C., Frogley, M.R., Lawson, I.T., Preece, R.C., Cacho, I., de Abreu, L., 2004. Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: the response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology* 32, 109–112.
- Vigneau, J.P., 1985. Climat et climats des Pyrénées orientales. Ph.D. thesis, J.P.V. Editeur, Toulouse, France.
- Vivian, R., 1975. Les glaciers des Alpes occidentales. Ph.D. thesis, University of Grenoble, Imprimerie Allier, Grenoble, France.
- Warburton, J., Beecroft, I., 1993. Use of meltwater stream material loads in the estimation of glacial erosion rates. *Zeitschrift für Geomorphologie* 37, 19–28.

Annexe C

Base de données en vue d'une analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens

Abréviations :

alt. plan : altitude des planchers de cirques en mètres
alt max Lo : Altitude maximale sur les axes des longueurs
am : Amplitude en mètres
Lo : Longueur en mètres
La : Largeur en mètre
Sup. : Superficie en m²
Vol. : Volume en m³
ratio Lo/La. : ratio longueur/largeur
ratio Lo/Am. : ratio longueur/amplitude
ratio La/Am. : ratio largeur/amplitude

massif : An- Carlit nord, As- Carlit sud, B- Campcardos, Cc- Aston des crêtes, CP- Aston des plateaux, D- Bassiès, E- Mont Ceint, F- Trois Seigneurs, G- Arize, H- Tabe, I- Pailhères.

litho : GR : Cirques exclusivement taillés dans des granites, GN : Cirques exclusivement taillés dans des gneiss, MIG : Cirques exclusivement taillés dans des migmatites, SCH : Cirques exclusivement taillés dans des schistes, CALC : Cirques exclusivement taillés dans des calcaires ou des marbres, MIX : Cela concerne des cirques à cheval sur plusieurs types de roches.

crête : correspond au type de crête dominant les cirques : A- Cirques isolés mordant sur de larges topographies planes ou molles. Cela concerne des surfaces d'aplanissement néogènes plus ou moins dégradées mais aussi de larges panneaux de versants régularisés par les processus d'érosion périglaciaires, B- Cirques mordant sur des lanières étroites de paléotopographies pré-quaternaires (crêtes en boulevard) ou sur des panneaux étroits de versants réglés et en partie adossés à des crêtes de recoupement glaciaire, C- Cirques dominés principalement par des crêtes de recoupement glaciaire.

code	rang	alt plan	alt. max Lo	Am	Lo	La	Sup.	Vol.	ratio Lo/La	ratio Lo/Am	ratio La/Am	circularité	massif	orient	litho	crête
1	1	1230	1580	350	805	840	517838	90621650	0,958333000	2,300000000	2,400000000	1,062741917	G	NE	GR	A
2	1	1250	1470	220	664	676	383677	42204470	0,982249000	3,018180000	3,072730000	1,047011230	G	NE	MIG	A
3	1	1210	1530	320	743	563	361557	57849120	1,319720000	2,321870000	1,759370000	1,051353394	G	S	MIG	A
4	1	1215	1620	405	835	629	446911	90499478	1,327500000	2,061730000	1,553090000	1,067169879	G	S	MIG	A
5	1	1380	1570	190	493	354	131095	12454025	1,392660000	2,594740000	1,863160000	1,065051730	G	S	MIG	A
6	1	1450	1640	190	492	517	248852	23640940	0,951644000	2,589470000	2,721050000	1,114014670	G	S	MIG	A
7	2	1390	1680	290	996	1231	1069827	155124915	0,809098000	3,434480000	4,244830000	1,106752513	G	SE	MIG	A
8	1	1290	1480	190	876	1042	578683	54974885	0,840691000	4,610530000	5,484210000	1,066507149	G	SE	MIG	A
9	1	1345	1440	95	644	824	400899	19042703	0,781553000	6,778950000	8,673680000	1,087095233	G	SW	MIG	A
10	1	1140	1315	175	559	339	132421	11586838	1,648970000	3,194290000	1,937140000	1,159707360	G	SW	MIG	A
11	1	1205	1290	85	346	242	77966	3313555	1,429750000	4,070590000	2,847060000	1,124443890	G	E	MIG	A
12	2	1140	1580	440	1551	1290	1976591	434850020	1,202330000	3,525000000	2,931820000	1,104371702	G	NE	MIG	A
13	1	1250	1710	460	1036	951	733446	168692580	1,089380000	2,252170000	2,067390000	1,091600393	G	NE	MIG	A
14	1	1450	1580	130	425	793	344491	22391915	0,535939000	3,269230000	6,100000000	1,086212385	G	E	MIG	A
15	1	1490	1640	150	400	539	134976	10123200	0,742115000	2,666670000	3,593330000	1,113358366	G	NE	MIG	A
16	1	1270	1540	270	558	1050	571090	77097150	0,531429000	2,066670000	3,888890000	1,150097533	G	E	MIG	A
17	2	1220	1650	430	1192	1392	1430709	307602435	0,856322000	2,772090000	3,237210000	1,101849886	G	NE	MIG	A
18	1	1230	1490	260	663	537	203814	26495820	1,234640000	2,550000000	2,065380000	1,124111546	F	NE	GR	A
19	1	1410	1570	160	635	483	187853	15028240	1,314700000	3,968750000	3,018750000	1,086932701	F	NE	MIG	A
20	1	1430	1610	180	526	545	232937	20964330	0,965138000	2,922220000	3,027780000	1,078381386	F	NE	MIG	A
21	1	1310	1480	170	329	287	34086	2897310	1,146340000	1,935290000	1,688240000	1,239161997	F	SE	MIG	A
22	1	1390	1500	110	355	284	66920	3680600	1,250000000	3,227270000	2,581820000	1,064307452	F	S	MIG	A
23	1	1350	1630	280	746	720	311179	43565060	1,036110000	2,664290000	2,571430000	1,121635258	F	S	GR	A
24	1	1440	1600	160	299	485	106874	8549920	0,616495000	1,868750000	3,031250000	1,139887620	F	SE	SCH	A
25	1	1600	1700	100	213	278	46007	2300350	0,766187000	2,130000000	2,780000000	1,142886415	F	E	SCH	B
26	1	1600	1820	220	270	242	79917	8790870	1,115700000	1,227270000	1,100000000	1,171503963	F	NE	SCH	B
27	1	1620	1940	320	589	336	110384	17661440	1,752980000	1,840630000	1,050000000	1,143693844	F	NE	SCH	B
28	1	1600	1770	170	443	586	284276	24163460	0,755973000	2,605880000	3,447060000	1,102083305	F	N	SCH	B
29	2	1405	1830	425	1271	1024	922395	196008938	1,241210000	2,990590000	2,409410000	1,166958325	F	N	SCH	B
30	3	1300	1820	520	1858	1320	2108300	548158000	1,407580000	3,573080000	2,538460000	1,270593986	F	N	SCH	B
31	1	1270	1360	90	276	301	49556	2230020	0,916944000	3,066670000	3,344440000	1,144286777	F	SE	MIG	A
32	1	1450	1600	150	374	342	88427	6632025	1,093570000	2,493330000	2,280000000	1,109912308	F	SE	MIG	B
33	3	1530	1720	190	908	929	723824	68763280	0,977395000	4,778950000	4,889470000	1,107121235	F	NW	SCH	B
34	2	1720	1920	200	370	630	187498	18749800	0,587302000	1,850000000	3,150000000	1,134867300	F	W	SCH	B
35	1	1750	1870	120	292	235	44924	2695440	1,242550000	2,433330000	1,958330000	1,059422299	F	N	SCH	B
36	1	1500	1630	130	239	300	91950	5976750	0,796667000	1,838460000	2,307690000	1,140538250	F	W	SCH	A

37	1	1650	1780	130	325	540	145990	9489350	0,601852000	2,500000000	4,153850000	1,154703403	F	N	SCH	A
38	1	1620	1750	130	294	128	34279	2228135	2,296880000	2,261540000	0,984615000	1,273759561	F	W	SCH	A
39	2	1400	1780	380	1037	1012	810983	154086770	1,024700000	2,728950000	2,663160000	1,093864709	F	NW	SCH	B
40	1	1680	1840	160	354	237	56226	4498080	1,493670000	2,212500000	1,481250000	1,055237648	F	S	SCH	B
41	1	1730	1870	140	340	344	95882	6711740	0,988372000	2,428570000	2,457140000	1,058602310	F	S	SCH	B
42	1	1740	1880	140	320	325	86257	6037990	0,984615000	2,285710000	2,321430000	1,055591220	F	E	SCH	A
43	1	1650	1810	160	172	412	76322	6105760	0,417476000	1,075000000	2,575000000	1,125257651	F	SE	SCH	A
44	1	1650	1830	180	407	413	130062	11705580	0,985472000	2,261110000	2,294440000	1,148275485	F	E	SCH	A
45	1	1590	1830	240	418	341	135855	16302600	1,225810000	1,741670000	1,420830000	1,056176559	F	NE	SCH	B
46	1	1820	1980	160	274	435	103765	8301200	0,629885000	1,712500000	2,718750000	1,134944979	F	NE	MIX	B
47	1	1700	2070	370	390	371	125521	23221385	1,051210000	1,054050000	1,002700000	1,144974837	F	NE	MIX	B
48	1	1930	2140	210	477	714	303243	31840515	0,668067000	2,271430000	3,400000000	1,113677380	F	E	GR	B
49	2	1460	1795	335	694	965	631057	105702048	0,719171000	2,071640000	2,880600000	1,136346910	F	SE	SCH	B
50	2	1540	1830	290	850	1206	918848	133232960	0,704809000	2,931030000	4,158620000	1,087984892	F	S	SCH	B
51	3	1380	1800	420	1255	2142	2747651	577006710	0,585901000	2,988100000	5,100000000	1,176810816	F	SE	SCH	B
52	2	1370	1820	450	892	917	644870	145095750	0,972737000	1,982220000	2,037780000	1,071066877	F	S	SCH	A
53	1	1460	1885	425	697	460	245609	52191913	1,515220000	1,640000000	1,082350000	1,068408626	F	S	SCH	A
54	1	1510	1640	130	391	275	115309	7495085	1,421820000	3,007690000	2,115380000	1,244444297	F	E	MIG	A
55	1	1510	1680	170	265	460	95785	8141725	0,576087000	1,558820000	2,705880000	1,122941695	F	S	SCH	A
56	1	1480	1690	210	486	510	223422	23459310	0,952941000	2,314290000	2,428570000	1,146461958	F	NE	MIG	A
57	1	1620	1950	330	754	548	367412	60622980	1,375910000	2,284850000	1,660610000	1,084362535	F	E	SCH	A
58	1	1590	1790	200	678	546	295933	29593300	1,241760000	3,390000000	2,730000000	1,081196453	F	E	SCH	A
59	1	1560	1730	170	386	390	119572	10163620	0,989744000	2,270590000	2,294120000	1,049111079	F	SE	SCH	A
60	3	1200	1740	540	1581	1655	2428656	655737120	0,955287000	2,927780000	3,064810000	1,131880760	F	SE	SCH	B
61	1	1370	1610	240	702	827	359862	43183440	0,848851000	2,925000000	3,445830000	1,200073724	F	SW	MIG	A
62	1	1370	1560	190	453	278	84603	8037285	1,629500000	2,384210000	1,463160000	1,093015412	F	SE	MIG	A
63	1	1350	1490	140	353	255	62857	4399990	1,384310000	2,521430000	1,821430000	1,171302732	F	NE	MIG	A
64	2	1350	1670	320	746	1000	651811	104289760	0,746000000	2,331250000	3,125000000	1,120206083	F	NE	MIG	A
65	2	1440	1710	270	848	900	633139	85473765	0,942222000	3,140740000	3,333330000	1,038400982	F	NE	MIG	A
66	1	1510	1665	155	319	501	150303	11648483	0,636727000	2,058060000	3,232260000	1,103816820	F	NW	MIG	A
67	1	1560	1720	160	370	675	219456	17556480	0,548148000	2,312500000	4,218750000	1,088729393	F	N	MIG	A
68	2	1430	1730	300	671	488	258946	38841900	1,375000000	2,236670000	1,626670000	1,058824582	F	SE	SCH	A
69	1	1950	2100	150	392	735	261856	19639200	0,533333000	2,613330000	4,900000000	1,232638663	F	NE	GR	B
70	1	1800	2040	240	738	888	567173	68060760	0,831081000	3,075000000	3,700000000	1,231598882	F	N	MIX	B
71	1	1830	2050	220	451	1003	379888	41787680	0,449651000	2,050000000	4,559090000	1,223851901	F	NW	SCH	A
72	2	1670	2070	400	1070	2049	1481330	296266000	0,522206000	2,675000000	5,122500000	1,208946062	F	N	MIX	B
73	2	1470	2150	680	1066	1385	1158209	393791060	0,769675000	1,567650000	2,036760000	1,164603516	F	NE	MIX	B

74	3	1680	1990	310	1414	3233	3714536	575753080	0,437365000	4,561290000	10,429000000	1,215430992	F	N	MIX	B
75	1	1560	1720	160	268	204	33996	2719680	1,313730000	1,675000000	1,275000000	1,130643732	F	SW	SCH	A
76	1	1550	1840	290	577	624	296335	42968575	0,924679000	1,989660000	2,151720000	1,064916615	F	W	SCH	B
77	1	1820	2130	310	616	843	426498	66107190	0,730724000	1,987100000	2,719350000	1,060013290	F	NW	GR	B
78	1	1850	2010	160	327	378	94888	7591040	0,865079000	2,043750000	2,362500000	1,140142032	F	N	GR	B
79	1	1770	2040	270	433	547	231801	31293135	0,791590000	1,603700000	2,025930000	1,099184088	F	NW	GR	B
80	1	1620	1870	250	535	433	186702	23337750	1,235570000	2,140000000	1,732000000	1,068733556	F	S	MIX	A
81	1	1580	1790	210	289	492	93557	9823485	0,587398000	1,376190000	2,342860000	1,297630979	F	SE	MIX	A
82	1	1790	1900	110	367	558	259438	14269090	0,657706000	3,336360000	5,072730000	1,107665051	F	E	MIX	B
83	1	1800	1990	190	513	509	207881	19748695	1,007860000	2,700000000	2,678950000	1,121104372	F	SE	MIX	B
84	1	1910	2020	110	348	259	61665	3391575	1,343630000	3,163640000	2,354550000	1,130313629	F	S	GR	B
85	1	1840	2060	220	672	638	324915	35740650	1,053290000	3,054550000	2,900000000	1,149139058	F	S	GR	B
86	1	2040	2200	160	374	414	113948	9115840	0,903382000	2,337500000	2,587500000	1,093074196	F	S	GR	B
87	1	1860	2150	290	653	409	211467	30662715	1,596580000	2,251720000	1,410340000	1,161246888	F	SW	GR	B
88	1	1960	2130	170	567	496	225782	19191470	1,143150000	3,335290000	2,917650000	1,119082097	F	SW	GR	B
89	1	1830	2060	230	878	495	351516	40424340	1,773740000	3,817390000	2,152170000	1,108609571	F	SW	MIX	B
90	2	1420	2200	780	1366	1881	1875736	731537040	0,726209000	1,751280000	2,411540000	1,111016060	F	S	MIX	B
91	2	1670	1970	300	1078	1182	1042508	156376200	0,912014000	3,593330000	3,940000000	1,179455902	F	SE	MIX	B
92	3	1420	2100	680	2187	2836	4820969	1639129460	0,771157000	3,216180000	4,170590000	1,170432733	F	S	MIX	C
93	3	1400	2060	660	1584	1107	1340624	442405920	1,430890000	2,400000000	1,677270000	1,295657130	F	SW	MIX	B
94	2	1650	2080	430	741	1189	895884	192615060	0,623213000	1,723260000	2,765120000	1,348018800	F	SW	MIX	B
95	1	1940	2080	140	369	227	59927	4194890	1,625550000	2,635710000	1,621430000	1,084360293	F	W	MIG	B
96	3	1410	2060	650	1847	2294	3595562	1168557950	0,805144000	2,841540000	3,529230000	1,069945211	F	S	MIG	B
97	2	1690	2070	380	1148	768	771600	146604000	1,494790000	3,021050000	2,021050000	1,123681121	F	SE	MIG	B
98	2	1530	2090	560	1459	683	880941	246663480	2,136160000	2,605360000	1,219640000	1,138797343	F	S	MIG	B
99	2	1620	2040	420	1348	675	799434	167881140	1,997040000	3,209520000	1,607140000	1,174934392	F	S	MIG	B
100	1	2000	2110	110	313	497	108271	5954905	0,629779000	2,845450000	4,518180000	1,157371932	F	SE	MIG	A
101	1	1530	1940	410	645	607	370796	76013180	1,062600000	1,573170000	1,480490000	1,058092974	F	S	MIG	A
102	1	1780	2010	230	614	389	163396	18790540	1,578410000	2,669570000	1,691300000	1,055179469	F	S	MIG	A
103	1	1850	2000	150	491	332	146289	10971675	1,478920000	3,273330000	2,213330000	1,186712344	F	S	MIG	A
104	1	1880	2150	270	594	805	322732	43568820	0,737888000	2,200000000	2,981480000	1,181819615	F	S	GR	B
105	1	1780	1960	180	779	516	328873	29598570	1,509690000	4,327780000	2,866670000	1,097931718	F	SW	MIG	A
106	1	1630	1880	250	797	744	291234	36404250	1,071240000	3,188000000	2,976000000	1,167247458	F	SE	MIG	A
107	1	1550	1850	300	1031	648	555934	83390100	1,591050000	3,436670000	2,160000000	1,098702836	F	SE	MIG	A
108	1	1630	1800	170	623	441	201257	17106845	1,412700000	3,664710000	2,594120000	1,088470898	F	S	GR	A
109	1	1540	1730	190	483	409	161888	15379360	1,180930000	2,542110000	2,152630000	1,051669264	F	E	GR	A
110	1	1650	1830	180	341	440	127527	11477430	0,775000000	1,894440000	2,444440000	1,070368883	F	NE	MIG	A

111	2	1530	2000	470	1800	951	1475277	346690095	1,892740000	3,829790000	2,023400000	1,200275581	F	NE	MIG	B
112	1	1690	1950	260	906	696	658010	85541300	1,301720000	3,484620000	2,676920000	1,102049860	F	NE	MIG	A
113	1	1860	2090	230	524	423	178708	20551420	1,238770000	2,278260000	1,839130000	1,088371636	F	NE	MIG	A
114	1	1590	2040	450	844	770	567012	127577700	1,096100000	1,875560000	1,711110000	1,065813942	F	N	MIG	A
115	3	1660	2060	400	1376	742	922351	184470200	1,854450000	3,440000000	1,855000000	1,233662690	F	NE	MIG	B
116	1	1790	2000	210	594	467	163267	17143035	1,271950000	2,828570000	2,223810000	1,313211994	F	W	MIG	A
117	2	1850	2060	210	550	448	289085	30353925	1,227680000	2,619050000	2,133330000	1,231389829	F	E	MIG	B
118	1	2010	2150	140	384	327	101929	7135030	1,174310000	2,742860000	2,335710000	1,066482270	F	W	MIG	A
119	1	1450	1670	220	588	287	62912	6920320	2,048780000	2,672730000	1,304550000	1,148297046	F	W	MIG	A
120	1	1470	1900	430	800	654	458001	98470215	1,223240000	1,860470000	1,520930000	1,085849826	F	N	MIG	A
121	1	1450	1610	160	437	258	96197	7695760	1,693800000	2,731250000	1,612500000	1,176924933	F	W	MIG	A
122	1	1450	1550	100	115	132	13339	666950	0,871212000	1,150000000	1,320000000	1,140644986	E	S	CALC	A
123	1	1490	1570	80	116	172	18810	752400	0,674419000	1,450000000	2,150000000	1,100410272	E	S	CALC	A
124	1	1520	1650	130	148	160	22865	1486225	0,925000000	1,138460000	1,230770000	1,070832493	E	S	CALC	A
125	1	1580	1690	110	126	139	13490	741950	0,906475000	1,145450000	1,263640000	1,100240123	E	S	CALC	A
126	1	1600	1700	100	153	189	22174	1108700	0,809524000	1,530000000	1,890000000	1,117699976	E	SW	CALC	A
127	1	1770	1960	190	767	498	279585	26560575	1,540160000	4,036840000	2,621050000	1,156104866	E	E	CALC	A
128	2	1410	1920	510	783	924	597356	152325780	0,847403000	1,535290000	1,811760000	1,094964127	E	NE	CALC	B
129	1	1700	1930	230	300	234	57153	6572595	1,282050000	1,304350000	1,017390000	1,123343777	E	N	CALC	A
130	1	1800	1920	120	137	103	10538	632280	1,330100000	1,141670000	0,858333000	1,079962572	E	N	CALC	B
131	1	1760	1930	170	172	135	23651	2010335	1,274070000	1,011760000	0,794118000	1,089574529	E	NE	CALC	B
132	1	1440	1690	250	387	273	89755	11219375	1,417580000	1,548000000	1,092000000	1,103553868	E	E	CALC	A
133	1	1880	1960	80	299	386	94647	3785880	0,774611000	3,737500000	4,825000000	1,128755496	E	SE	CALC	A
134	2	1750	1950	200	751	842	360172	36017200	0,891924000	3,755000000	4,210000000	1,256902762	E	S	CALC	B
135	1	1780	1930	150	454	810	361129	27084675	0,560494000	3,026670000	5,400000000	1,059956412	E	SW	CALC	B
136	1	1900	2090	190	367	394	96215	9140425	0,931472000	1,931580000	2,073680000	1,173177080	E	SE	CALC	B
137	1	1740	2030	290	735	451	300251	43536395	1,629710000	2,534480000	1,555170000	1,113034714	E	S	CALC	B
138	1	1580	1650	70	543	1014	565887	19806045	0,535503000	7,757140000	14,485700000	1,176747629	E	SW	CALC	B
139	2	1530	1920	390	1275	869	901384	175769880	1,467200000	3,269230000	2,228210000	1,158493401	E	W	CALC	B
140	1	1580	1920	340	841	857	633232	107649440	0,981330000	2,473530000	2,520590000	1,075192521	E	W	CALC	B
141	1	1600	1750	150	344	235	66648	4998600	1,463830000	2,293330000	1,566670000	1,138595360	E	SW	CALC	B
142	1	1490	1750	260	720	715	377801	49114130	1,006990000	2,769230000	2,750000000	1,102393650	E	N	CALC	B
143	1	1660	1880	220	478	306	127176	13989360	1,562090000	2,172730000	1,390910000	1,109814365	E	N	CALC	B
144	1	1600	1970	370	707	470	224911	41608535	1,504260000	1,910810000	1,270270000	1,164669200	E	N	CALC	B
145	1	1690	2010	320	819	413	268147	42903520	1,983050000	2,559380000	1,290620000	1,279106991	E	NE	CALC	B
146	1	1520	1980	460	905	586	386851	88975730	1,544370000	1,967390000	1,273910000	1,184667740	E	NE	CALC	B
147	1	1630	1950	320	686	488	270826	43332160	1,405740000	2,143750000	1,525000000	1,149174379	E	N	CALC	B

148	2	1580	1960	380	790	1726	1429126	271533940	0,457706000	2,078950000	4,542110000	1,282270424	E	NE	CALC	B
149	1	1880	1940	60	160	270	34300	1029000	0,592593000	2,666670000	4,500000000	1,143900180	D	S	GR	B
150	1	1730	1970	240	419	509	144332	17319840	0,823183000	1,745830000	2,120830000	1,123447713	D	S	GR	A
151	1	1530	1830	300	529	747	286335	42950250	0,708166000	1,763330000	2,490000000	1,133961849	D	E	GR	A
152	1	1800	1940	140	174	145	19917	1394190	1,200000000	1,242860000	1,035710000	1,161340100	D	N	GR	B
153	1	1560	1950	390	427	529	166295	32427525	0,807183000	1,094870000	1,356410000	1,145555113	D	N	GR	B
154	1	1860	1960	100	253	223	43248	2162400	1,134530000	2,530000000	2,230000000	1,070259867	D	N	GR	B
155	1	1830	1940	110	365	320	88924	4890820	1,140630000	3,318180000	2,909090000	1,125726055	D	N	GR	B
156	1	1930	2040	110	288	398	62038	3412090	0,723618000	2,618180000	3,618180000	1,193732363	D	N	GR	B
157	1	1880	1980	100	360	300	84878	4243900	1,200000000	3,600000000	3,000000000	1,046702777	D	E	GR	B
158	1	1830	2000	170	311	265	59017	5016445	1,173580000	1,829410000	1,558820000	1,133330312	D	NE	GR	B
159	1	1770	2000	230	387	357	96800	11132000	1,084030000	1,682610000	1,552170000	1,121572294	D	W	GR	B
160	1	1750	2030	280	553	397	168053	23527420	1,392950000	1,975000000	1,417860000	1,138171278	D	NW	GR	B
161	1	1890	2030	140	331	355	78029	5462030	0,932394000	2,364290000	2,535710000	1,101772635	D	S	GR	B
162	1	1680	1800	120	243	225	16229	973740	1,080000000	2,025000000	1,875000000	1,253331060	D	N	GR	B
163	1	1590	1740	150	416	374	94933	7119975	1,112300000	2,773330000	2,493330000	1,239667778	D	N	GR	B
164	1	1730	1980	250	666	705	503065	62883125	0,944681000	2,664000000	2,820000000	1,092949079	D	W	GR	B
165	2	1580	1970	390	1021	689	724535	141284325	1,481860000	2,617950000	1,766670000	1,128119530	D	W	GR	B
166	1	1650	2020	370	582	560	222342	41133270	1,039290000	1,572970000	1,513510000	1,055915603	D	W	GR	B
167	1	2030	2140	110	228	346	70115	3856325	0,658960000	2,072730000	3,145450000	1,107957551	D	E	GR	A
168	1	1730	2270	540	756	832	429596	115990920	0,908654000	1,400000000	1,540740000	1,143984430	D	NW	GR	B
169	3	1680	2640	960	2658	1918	4192383	2012343840	1,385820000	2,768750000	1,997920000	1,153575083	D	N	GR	C
170	2	1980	2640	660	1295	1587	1892293	624456690	0,816005000	1,962120000	2,404550000	1,116398326	D	N	GR	C
171	1	2250	2420	170	296	153	42048	3574080	1,934640000	1,741180000	0,900000000	1,136325171	D	E	GR	C
172	1	2230	2570	340	604	704	270356	45960520	0,857955000	1,776470000	2,070590000	1,182724897	D	NE	GR	C
173	1	2150	2580	430	748	481	242928	52229520	1,555090000	1,739530000	1,118600000	1,179026820	D	NW	GR	C
174	2	1530	1880	350	530	855	389952	68241600	0,619883000	1,514290000	2,442860000	1,150133027	D	W	GR	C
175	1	1650	2000	350	453	433	141130	24697750	1,046190000	1,294290000	1,237140000	1,061030193	D	N	GR	C
176	1	1740	2060	320	510	789	358131	57300960	0,646388000	1,593750000	2,465630000	1,198256628	D	NW	GR	C
177	1	1880	2150	270	409	610	189766	25618410	0,670492000	1,514810000	2,259260000	1,167566905	D	NW	GR	C
178	1	2250	2410	160	364	298	121457	9716560	1,221480000	2,275000000	1,862500000	1,101646101	D	NW	GR	C
179	2	2370	2600	230	675	637	349063	40142245	1,059650000	2,934780000	2,769570000	1,156902493	D	N	GR	C
180	1	2450	2600	150	260	588	150054	11254050	0,442177000	1,733330000	3,920000000	1,220521621	D	N	GR	C
181	1	2200	2550	350	800	1159	611587	107027725	0,690250000	2,285710000	3,311430000	1,113892861	D	W	GR	C
182	2	2280	2580	300	477	756	350249	52537350	0,630952000	1,590000000	2,520000000	1,093929891	D	W	GR	C
183	1	2370	2610	240	347	465	96118	11534160	0,746237000	1,445830000	1,937500000	1,124634389	D	NW	GR	C
184	2	2080	2440	360	560	1200	576348	103742640	0,466667000	1,555560000	3,333330000	1,213210169	D	N	GR	C

185	1	2200	2450	250	395	573	166951	20868875	0,689354000	1,580000000	2,292000000	1,190939880	D	E	GR	C
186	1	2150	2400	250	306	356	103873	12984125	0,859551000	1,224000000	1,424000000	1,106346046	D	E	GR	C
187	1	1900	2320	420	622	630	358418	75267780	0,987302000	1,480950000	1,500000000	1,073381399	D	E	GR	C
188	1	2050	2380	330	540	539	195812	32308980	1,001860000	1,636360000	1,633330000	1,088838494	D	E	GR	C
189	1	2110	2400	290	490	190	42455	6155975	2,578950000	1,689660000	0,655172000	1,359502709	D	E	GR	C
190	1	2150	2430	280	391	249	70384	9853760	1,570280000	1,396430000	0,889286000	1,089888687	D	E	GR	C
191	1	2030	2300	270	372	575	142780	19275300	0,646957000	1,377780000	2,129630000	1,145961276	D	E	GR	C
192	2	1830	2400	570	907	1401	869340	247761900	0,647395000	1,591230000	2,457890000	1,123376590	D	SE	GR	C
193	1	1980	2350	370	235	488	110106	20369610	0,481557000	0,635135000	1,318920000	1,151087726	D	E	GR	C
194	1	2000	2230	230	461	185	81943	9423445	2,491890000	2,004350000	0,804348000	1,247593281	D	E	GR	C
195	1	1540	1680	140	394	329	108964	7627480	1,197570000	2,814290000	2,350000000	1,102410759	F	S	SCH	A
196	1	1360	1650	290	359	771	200437	29063365	0,465629000	1,237930000	2,658620000	1,325090612	F	NE	SCH	A
197	1	2200	2670	470	655	602	327521	76967435	1,088040000	1,393620000	1,280850000	1,104631777	D	NE	MIX	C
198	1	2250	2570	320	546	292	123059	19689440	1,869860000	1,706250000	0,912500000	1,236786956	D	E	MIX	C
199	1	2340	2520	180	406	227	60694	5462460	1,788550000	2,255560000	1,261110000	1,197716564	D	E	MIX	C
200	1	2300	2450	150	221	146	15845	1188375	1,513700000	1,473330000	0,973333000	1,297560730	D	E	MIX	C
201	1	2080	2250	170	248	351	95357	8105345	0,706553000	1,458820000	2,064710000	1,204935382	D	NW	MIX	C
202	1	2370	2570	200	518	641	272472	27247200	0,808112000	2,590000000	3,205000000	1,095979075	D	N	MIX	C
203	1	2450	2680	230	401	383	94150	10827250	1,047000000	1,743480000	1,665220000	1,105988768	D	N	GR	C
204	1	2450	2580	130	219	223	45481	2956265	0,982063000	1,684620000	1,715380000	1,145508038	D	NE	GR	C
205	1	2370	2550	180	224	315	65223	5870070	0,711111000	1,244440000	1,750000000	1,166430277	D	N	GR	C
206	1	2200	2520	320	712	903	446260	71401600	0,788483000	2,225000000	2,821870000	1,065836580	D	E	GR	C
207	2	2200	2530	330	864	951	740799	122231835	0,908517000	2,618180000	2,881820000	1,117633566	D	SE	GR	C
208	1	2210	2440	230	582	396	163228	18771220	1,469700000	2,530430000	1,721740000	1,127639936	D	E	GR	C
209	1	2120	2580	460	1192	422	398259	91599570	2,824640000	2,591300000	0,917391000	1,335204153	D	SE	GR	C
210	1	2260	2680	420	954	549	381248	80062080	1,737700000	2,271430000	1,307140000	1,227149494	D	SE	GR	C
211	1	2450	2700	250	980	709	569865	71233125	1,382230000	3,920000000	2,836000000	1,090048166	D	S	GR	C
212	2	2010	2600	590	1880	1180	1755596	517900820	1,593220000	3,186440000	2,000000000	1,158621271	D	SE	GR	C
213	1	2030	2630	600	822	467	304091	91227300	1,760170000	1,370000000	0,778333000	1,122354601	D	SE	GR	C
214	3	2220	2610	390	1510	1441	1556387	303495465	1,047880000	3,871790000	3,694870000	1,107303208	D	SE	GR	C
215	2	2350	2560	210	708	1050	508683	53411715	0,674286000	3,371430000	5,000000000	1,125658189	D	S	GR	C
216	1	2450	2600	150	378	498	138255	10369125	0,759036000	2,520000000	3,320000000	1,205531951	D	SE	GR	C
217	1	2460	2600	140	362	286	82988	5809160	1,265730000	2,585710000	2,042860000	1,106537269	D	SE	GR	C
218	1	2230	2540	310	935	681	457542	70919010	1,372980000	3,016130000	2,196770000	1,121425870	D	S	GR	C
219	2	2110	2550	440	1297	712	790099	173821780	1,821630000	2,947730000	1,618180000	1,174555602	D	S	GR	C
220	1	1780	2650	870	1753	992	1337485	581805975	1,767140000	2,014940000	1,140230000	1,131553687	D	SE	GR	C
221	1	1690	2570	880	1784	1476	2245929	988208760	1,208670000	2,027270000	1,677270000	1,172695576	D	SE	MIX	C

222	2	1580	2430	850	1722	1550	2182774	927678950	1,110970000	2,025880000	1,823530000	1,130539983	D	SE	MIX	C
223	1	1730	2070	340	735	423	234920	39936400	1,737590000	2,161760000	1,244120000	1,201281941	D	NE	MIX	C
224	1	1750	2430	680	1254	1439	1280143	435248620	0,871438000	1,844120000	2,116180000	1,085810827	D	SE	GR	C
225	2	1600	2230	630	1144	1095	1221631	384813765	1,044750000	1,815870000	1,738100000	1,136777428	D	NE	GR	C
226	1	1550	1760	210	294	323	82706	8684130	0,910217000	1,400000000	1,538100000	1,181989966	D	E	GR	A
227	2	1920	2450	530	1526	1738	1770103	469077295	0,878021000	2,879250000	3,279250000	1,148562990	D	E	GR	C
228	1	2070	2360	290	545	698	270454	39215830	0,780802000	1,879310000	2,406900000	1,232414712	D	NE	GR	C
229	1	2180	2460	280	630	274	142218	19910520	2,299270000	2,250000000	0,978571000	1,175900323	D	NE	GR	C
230	1	2250	2380	130	433	341	102338	6651970	1,269790000	3,330770000	2,623080000	1,085512532	D	E	GR	C
231	1	1990	2110	120	363	353	89131	5347860	1,028330000	3,025000000	2,941670000	1,128197645	D	NE	GR	C
232	2	2150	2450	300	1121	1006	816773	122515950	1,114310000	3,736670000	3,353330000	1,238869793	D	NW	GR	C
233	1	2200	2460	260	469	337	111211	14457430	1,391690000	1,803850000	1,296150000	1,097984150	D	W	GR	C
234	1	2260	2450	190	591	640	351518	33394210	0,923438000	3,110530000	3,368420000	1,108130620	D	N	GR	A
235	2	1900	2580	680	1827	1446	2498024	849328160	1,263490000	2,686760000	2,126470000	1,098027646	D	N	GR	C
236	1	2230	2520	290	838	603	397784	57678680	1,389720000	2,889660000	2,079310000	1,094474293	D	N	GR	A
237	1	2300	2580	280	812	830	505257	70735980	0,978313000	2,900000000	2,964290000	1,127483813	D	N	GR	A
238	1	2370	2520	150	566	365	233660	17524500	1,550680000	3,773330000	2,433330000	1,304892889	D	NE	GR	A
239	1	1720	1810	90	93	106	8593	386685	0,877358000	1,033330000	1,177780000	1,068144385	D	S	GR	A
240	1	1710	1850	140	199	154	28832	2018240	1,292210000	1,421430000	1,100000000	1,156290896	D	SE	GR	A
241	1	1640	1900	260	647	386	156756	20378280	1,676170000	2,488460000	1,484620000	1,175620388	D	E	GR	A
242	1	1680	1900	220	311	299	76331	8396410	1,040130000	1,413640000	1,359090000	1,059844448	D	NE	GR	A
243	1	1550	1920	370	452	365	155473	28762505	1,238360000	1,221620000	0,986486000	1,116787811	D	NE	GR	A
244	3	1950	2700	750	1784	2138	3935062	1475648250	0,834425000	2,378670000	2,850670000	1,121724908	Cc	N	MIX	C
245	1	2170	2620	450	709	751	399645	89920125	0,944075000	1,575560000	1,668890000	1,103524999	Cc	NW	SCH	C
246	1	2530	2720	190	376	603	154840	14709800	0,623549000	1,978950000	3,173680000	1,176419599	Cc	N	SCH	C
247	2	2620	2900	280	540	1034	505147	70720580	0,522244000	1,928570000	3,692860000	1,170075381	Cc	E	SCH	C
248	1	2640	2980	340	533	608	225797	38385490	0,876645000	1,567650000	1,788240000	1,059679147	Cc	NE	SCH	C
249	1	2750	2880	130	212	262	53676	3488940	0,809160000	1,630770000	2,015380000	1,128716603	Cc	E	SCH	C
250	1	2540	2940	400	398	432	115105	23021000	0,921296000	0,995000000	1,080000000	1,072600184	Cc	SE	SCH	C
251	1	2400	2940	540	642	422	239572	64684440	1,521330000	1,188890000	0,781481000	1,151523237	Cc	NE	SCH	C
252	2	2110	2750	640	1194	907	890843	285069760	1,316430000	1,865630000	1,417190000	1,140819210	Cc	N	SCH	C
253	1	2460	2790	330	392	483	192937	31834605	0,811594000	1,187880000	1,463640000	1,091140987	Cc	N	SCH	C
254	1	2500	2770	270	309	378	115847	15639345	0,817460000	1,144440000	1,400000000	1,048439516	Cc	N	SCH	C
255	3	2410	3040	630	1460	1758	2200816	693257040	0,830489000	2,317460000	2,790480000	1,242840587	Cc	NW	SCH	C
256	2	2410	2960	550	1390	851	1207131	331961025	1,633370000	2,527270000	1,547270000	1,392893117	Cc	N	SCH	C
257	2	2560	3030	470	1071	1048	912576	214455360	1,021950000	2,278720000	2,229790000	1,125676557	Cc	NW	SCH	C
258	1	2640	2850	210	366	390	154430	16215150	0,938462000	1,742860000	1,857140000	1,073175151	Cc	W	SCH	C

259	1	2770	3040	270	431	571	180689	24393015	0,754816000	1,596300000	2,114810000	1,116897992	Cc	N	SCH	C
260	1	2720	2930	210	371	282	61733	6481965	1,315600000	1,766670000	1,342860000	1,111525043	Cc	W	SCH	C
261	1	2840	3040	200	369	534	201145	20114500	0,691011000	1,845000000	2,670000000	1,183750703	Cc	NW	SCH	C
262	1	2730	2980	250	541	759	302475	37809375	0,712780000	2,164000000	3,036000000	1,147917273	Cc	NE	SCH	C
263	3	2360	3140	780	2050	1808	2986974	1164919860	1,133850000	2,628210000	2,317950000	1,201316230	Cc	E	SCH	C
264	1	2430	2540	110	121	150	12922	710710	0,806667000	1,100000000	1,363640000	1,134087551	Cc	S	SCH	C
265	1	2410	2680	270	541	319	154597	20870595	1,695920000	2,003700000	1,181480000	1,137883771	Cc	SW	SCH	C
266	1	2450	2740	290	602	366	197242	28600090	1,644810000	2,075860000	1,262070000	1,172538872	Cc	SW	SCH	C
267	1	2670	2720	50	264	261	38563	964075	1,011490000	5,280000000	5,220000000	1,187997030	Cc	SW	SCH	C
268	1	2800	3040	240	393	241	84483	10137960	1,630710000	1,637500000	1,004170000	1,150082349	Cc	S	SCH	C
269	2	2640	3000	360	788	966	560052	100809360	0,815735000	2,188890000	2,683330000	1,119534611	Cc	SE	SCH	C
270	1	2740	2950	210	465	650	207787	21817635	0,715385000	2,214290000	3,095240000	1,103411252	Cc	NE	SCH	C
271	1	2800	2900	100	149	196	23097	1154850	0,760204000	1,490000000	1,960000000	1,084002569	Cc	S	SCH	C
272	1	2810	2920	110	331	291	82954	4562470	1,137460000	3,009090000	2,645450000	1,122435006	Cc	E	SCH	C
273	2	2750	2920	170	438	432	136941	11639985	1,013890000	2,576470000	2,541180000	1,108390795	Cc	E	SCH	C
274	1	2600	2800	200	528	450	203471	20347100	1,173330000	2,640000000	2,250000000	1,177590549	Cc	N	SCH	C
275	1	2530	2700	170	309	590	241317	20511945	0,523729000	1,817650000	3,470590000	1,102560733	Cc	N	SCH	C
276	1	2350	2510	160	285	344	86507	6920560	0,828488000	1,781250000	2,150000000	1,099143114	Cc	N	SCH	C
277	1	1950	2390	440	530	359	148885	32754700	1,476320000	1,204550000	0,815909000	1,108329723	Cc	NE	SCH	C
278	3	2140	2740	600	1464	1965	2467451	740235300	0,745038000	2,440000000	3,275000000	1,144677225	Cc	NE	MIX	C
279	1	2260	2710	450	776	567	345208	77671800	1,368610000	1,724440000	1,260000000	1,114851547	Cc	SE	SCH	C
280	1	2600	2830	230	444	683	309718	35617570	0,650073000	1,930430000	2,969570000	1,151649585	Cc	SE	SCH	C
281	1	2550	2800	250	453	418	125789	15723625	1,083730000	1,812000000	1,672000000	1,124665385	Cc	S	SCH	C
282	2	2500	2720	220	554	732	336647	37031170	0,756831000	2,518180000	3,327270000	1,229579762	Cc	E	SCH	C
283	1	2420	2560	140	496	846	422735	29591450	0,586288000	3,542860000	6,042860000	1,177961190	Cc	N	SCH	C
284	1	2380	2470	90	467	666	260230	11710350	0,701201000	5,188890000	7,400000000	1,172889880	Cc	NW	SCH	C
285	2	2210	2630	420	597	1063	503823	105802830	0,561618000	1,421430000	2,530950000	1,143791978	Cc	SE	SCH	C
286	1	2250	2480	230	550	601	273707	31476305	0,915141000	2,391300000	2,613040000	1,054681066	Cc	S	SCH	C
287	1	2230	2520	290	543	583	199609	28943305	0,931389000	1,872410000	2,010340000	1,126419194	Cc	SE	SCH	C
288	2	2460	2830	370	625	838	485272	89775320	0,745823000	1,689190000	2,264860000	1,113615658	Cc	E	SCH	C
289	1	2530	2670	140	323	264	68257	4777990	1,223480000	2,307140000	1,885710000	1,079746123	Cc	NE	SCH	C
290	2	2330	2610	280	859	699	638162	89342680	1,228900000	3,067860000	2,496430000	1,166375410	Cc	E	SCH	C
291	1	2420	2570	150	425	321	94549	7091175	1,323990000	2,833330000	2,140000000	1,137597075	Cc	E	SCH	C
292	1	2450	2770	320	534	360	138870	22219200	1,483330000	1,668750000	1,125000000	1,156683094	Cc	E	SCH	C
293	2	2290	2790	500	954	662	582799	145699750	1,441090000	1,908000000	1,324000000	1,145506469	Cc	E	SCH	C
294	1	2590	2880	290	428	353	137372	19918940	1,212460000	1,475860000	1,217240000	1,212444636	Cc	E	SCH	C
295	1	2510	2760	250	472	310	112635	14079375	1,522580000	1,888000000	1,240000000	1,161626772	Cc	E	SCH	C

296	1	2370	2500	130	513	447	188315	12240475	1,147650000	3,946150000	3,438460000	1,063496570	Cc	NE	MIX	C
297	2	2200	2840	640	1453	852	1172430	375177600	1,705400000	2,270310000	1,331250000	1,236458442	Cc	N	MIX	C
298	1	2560	2650	90	284	444	176402	7938090	0,639640000	3,155560000	4,933330000	1,182776957	Cc	E	MIX	C
299	1	2390	2790	400	907	721	512300	102460000	1,257980000	2,267500000	1,802500000	1,125224517	Cc	NE	MIX	C
300	1	2470	2740	270	615	488	207056	27952560	1,260250000	2,277780000	1,807410000	1,048942544	Cc	NE	MIX	C
301	1	2450	2800	350	343	426	149680	26194000	0,805164000	0,980000000	1,217140000	1,046321779	Cc	N	MIX	C
302	2	2080	2750	670	1601	1274	1714127	574232545	1,256670000	2,389550000	1,901490000	1,121056702	Cc	N	MIX	C
303	1	2610	2690	80	233	831	212781	8511240	0,280385000	2,912500000	10,387500000	1,265287796	Cc	E	MIX	C
304	1	2680	2780	100	191	280	69628	3481400	0,682143000	1,910000000	2,800000000	1,171693027	Cc	N	MIX	B
305	1	2460	2760	300	432	416	126716	19007400	1,038460000	1,440000000	1,386670000	1,073788674	Cc	W	MIX	C
306	1	2400	2600	200	343	351	89961	8996100	0,977208000	1,715000000	1,755000000	1,137088887	Cc	W	MIX	C
307	2	2150	2740	590	1500	1164	1774404	523449180	1,288660000	2,542370000	1,972880000	1,151617354	Cc	NW	MIX	C
308	1	2420	2750	330	872	1077	643124	106115460	0,809656000	2,642420000	3,263640000	1,192822116	Cc	N	MIX	C
309	1	2640	2750	110	277	398	87300	4801500	0,695980000	2,518180000	3,618180000	1,098913360	Cc	NW	MIX	C
310	1	2350	2650	300	769	594	387176	58076400	1,294610000	2,563330000	1,980000000	1,127500706	Cc	W	SCH	C
311	1	2300	2700	400	673	324	162996	32599200	2,077160000	1,682500000	0,810000000	1,326181564	Cc	W	SCH	B
312	1	2270	2670	400	881	690	524803	104960600	1,276810000	2,202500000	1,725000000	1,092269892	Cc	W	SCH	B
313	2	2390	2740	350	1654	1239	1608269	281447075	1,334950000	4,725710000	3,540000000	1,147131056	Cc	SW	SCH	C
314	1	2510	2700	190	380	840	244185	23197575	0,452381000	2,000000000	4,421050000	1,198252100	Cc	NW	SCH	B
315	1	2550	2790	240	1205	718	508420	61010400	1,678270000	5,020830000	2,991670000	1,066209893	Cc	SW	SCH	C
316	1	2440	2850	410	611	376	128911	26426755	1,625000000	1,490240000	0,917073000	1,321527650	Cc	SW	SCH	B
317	1	2200	2570	370	495	392	166525	30807125	1,262760000	1,337840000	1,059460000	1,082548314	Cc	NW	SCH	B
318	2	2050	2800	750	1400	1920	1802119	675794625	0,729167000	1,866670000	2,560000000	1,151763525	Cc	W	SCH	C
319	1	2450	2860	410	644	600	291772	59813260	1,073330000	1,570730000	1,463410000	1,060155286	Cc	NW	SCH	B
320	1	2680	2770	90	225	391	118471	5331195	0,575448000	2,500000000	4,344440000	1,056433444	Cc	W	SCH	B
321	1	2550	2810	260	597	452	221346	28774980	1,320800000	2,296150000	1,738460000	1,127841856	Cc	SW	SCH	B
322	2	2250	2810	560	1632	1229	1478862	414081360	1,327910000	2,914290000	2,194640000	1,192324713	Cc	N	SCH	C
323	1	2410	2720	310	1183	733	754395	116931225	1,613920000	3,816130000	2,364520000	1,165653063	Cc	N	SCH	B
324	1	2370	2650	280	375	266	53079	7431060	1,409770000	1,339290000	0,950000000	1,153412857	Cc	NE	SCH	B
325	1	2040	2360	320	765	448	186941	29910560	1,707590000	2,390630000	1,400000000	1,125465198	Cc	N	SCH	B
326	1	2200	2470	270	514	360	124385	16791975	1,427780000	1,903700000	1,333330000	1,110998549	Cc	W	SCH	C
327	2	2090	2550	460	823	1409	958578	220472940	0,584102000	1,789130000	3,063040000	1,189381588	Cc	E	SCH	C
328	1	2320	2560	240	497	436	163344	19601280	1,139910000	2,070830000	1,816670000	1,123051578	Cc	N	SCH	C
329	1	2270	2450	180	484	591	154385	13894650	0,818951000	2,688890000	3,283330000	1,130049398	Cc	E	SCH	B
330	1	2290	2560	270	326	822	264051	35646885	0,396594000	1,207410000	3,044440000	1,151746303	Cc	E	SCH	B
331	1	2250	2580	330	635	525	256345	42296925	1,209520000	1,924240000	1,590910000	1,107641467	Cc	NE	SCH	B
332	1	2160	2450	290	585	552	202530	29366850	1,059780000	2,017240000	1,903450000	1,105730148	Cc	N	SCH	B

333	1	1950	2330	380	625	438	183793	34920670	1,426940000	1,644740000	1,152630000	1,181123257	Cc	W	SCH	C
334	1	2150	2570	420	815	597	382014	80222940	1,365160000	1,940480000	1,421430000	1,107251834	Cc	NW	SCH	B
335	1	2350	2510	160	223	298	82339	6587120	0,748322000	1,393750000	1,862500000	1,238691058	Cc	E	SCH	C
336	1	2610	2840	230	414	282	99055	11391325	1,468090000	1,800000000	1,226090000	1,126658579	Cc	NE	SCH	C
337	1	2490	2860	370	789	955	390369	72218265	0,826178000	2,132430000	2,581080000	1,183832552	Cc	SE	SCH	C
338	1	2510	2820	310	721	1027	538388	83450140	0,702045000	2,325810000	3,312900000	1,087243878	Cc	NE	SCH	C
339	1	2450	2630	180	503	544	224498	20204820	0,924632000	2,794440000	3,022220000	1,189554919	Cc	NW	SCH	C
340	1	2650	2850	200	312	308	68749	6874900	1,012990000	1,560000000	1,540000000	1,086634357	Cc	NW	SCH	C
341	2	2610	2820	210	1653	1861	2310237	242574885	0,888232000	7,871430000	8,861900000	1,136214452	Cc	NE	SCH	C
342	1	2210	2420	210	396	603	150884	15842820	0,656716000	1,885710000	2,871430000	1,137274796	Cc	E	SCH	C
343	1	2400	2580	180	599	904	280549	25249410	0,662611000	3,327780000	5,022220000	1,402302628	Cc	SW	SCH	B
344	1	2290	2390	100	260	495	74475	3723750	0,525253000	2,600000000	4,950000000	1,333459119	Cc	S	SCH	C
345	1	2280	2650	370	549	311	129456	23949360	1,765270000	1,483780000	0,840541000	1,212114507	Cc	SW	SCH	C
346	1	2270	2450	180	310	458	85932	7733880	0,676856000	1,722220000	2,544440000	1,179799646	Cc	S	SCH	C
347	1	2360	2480	120	317	237	63429	3805740	1,337550000	2,641670000	1,975000000	1,080882866	Cc	E	SCH	C
348	1	2420	2630	210	691	582	232420	24404100	1,187290000	3,290480000	2,771430000	1,042131258	Cc	E	SCH	C
349	1	2300	2680	380	727	901	510213	96940470	0,806881000	1,913160000	2,371050000	1,096719009	Cc	NW	SCH	C
350	1	2240	2680	440	778	818	466444	102617680	0,951100000	1,768180000	1,859090000	1,151151449	Cc	NW	SCH	C
351	1	2250	2400	150	334	440	146662	10999650	0,759091000	2,226670000	2,933330000	1,165313906	Cc	NE	SCH	C
352	1	2080	2310	230	458	691	275138	31640870	0,662808000	1,991300000	3,004350000	1,117546253	Cc	SE	SCH	A
353	1	1340	2410	1070	1585	2011	1798192	962032720	0,788165000	1,481310000	1,879440000	1,120203262	Cc	E	SCH	B
354	1	1850	2360	510	609	308	193698	49392990	1,977270000	1,194120000	0,603922000	1,146041113	Cc	W	SCH	B
355	1	1930	2180	250	355	446	178429	22303625	0,795964000	1,420000000	1,784000000	1,145987325	Cc	W	SCH	C
356	1	1650	2080	430	752	295	210612	45281580	2,549150000	1,748840000	0,686047000	1,281621412	Cc	W	SCH	B
357	1	1650	1970	320	638	294	194934	31189440	2,170070000	1,993750000	0,918750000	1,197349785	Cc	W	SCH	B
358	1	1770	1970	200	367	426	140586	14058600	0,861502000	1,835000000	2,130000000	1,239885044	Cc	NE	SCH	B
359	1	1640	2300	660	1168	1307	1204329	397428570	0,893650000	1,769700000	1,980300000	1,051346776	Cc	NW	SCH	B
360	1	1720	2200	480	930	957	495211	118850640	0,971787000	1,937500000	1,993750000	1,233868069	Cc	N	SCH	B
361	1	1960	2040	80	135	240	43690	1747600	0,562500000	1,687500000	3,000000000	1,085076300	Cc	E	SCH	A
362	1	1870	2010	140	343	242	66321	4642470	1,417360000	2,450000000	1,728570000	1,166592893	Cc	E	SCH	A
363	1	1730	1850	120	174	206	35903	2154180	0,844660000	1,450000000	1,716670000	1,121049677	Cc	E	SCH	B
364	1	1590	1800	210	359	247	92932	9757860	1,453440000	1,709520000	1,176190000	1,333449554	Cc	E	SCH	B
365	1	1470	1710	240	462	508	241701	29004120	0,909449000	1,925000000	2,116670000	1,072994842	Cc	NE	SCH	B
366	2	1270	1850	580	1539	1228	1717511	498078190	1,253260000	2,653450000	2,117240000	1,076255768	Cc	N	SCH	A
367	1	1620	1770	150	322	471	165800	12435000	0,683652000	2,146670000	3,140000000	1,093226089	Cc	NW	SCH	A
368	1	1580	1850	270	559	450	249878	33733530	1,242220000	2,070370000	1,666670000	1,091973779	Cc	NW	SCH	A
369	1	2450	2880	430	596	1214	435776	93691840	0,490939000	1,386050000	2,823260000	1,254641500	Cc	E	SCH	C

370	1	2360	2750	390	710	685	295281	57579795	1,036500000	1,820510000	1,756410000	1,106788659	Cc	N	SCH	C
371	2	2230	2600	370	886	1215	914588	169198780	0,729218000	2,394590000	3,283780000	1,120603038	Cc	N	SCH	C
372	1	2340	2510	170	434	871	386982	32893470	0,498278000	2,552940000	5,123530000	1,191269278	Cc	N	SCH	C
373	1	2450	2590	140	349	324	96161	6731270	1,077160000	2,492860000	2,314290000	1,101640539	Cc	N	SCH	C
374	1	2510	2790	280	746	860	484896	67885440	0,867442000	2,664290000	3,071430000	1,161039878	Cc	NW	SCH	C
375	2	2420	2730	310	1145	898	709052	109903060	1,275060000	3,693550000	2,896770000	1,177555913	Cc	NE	MIX	C
376	1	2580	2690	110	230	321	53701	2953555	0,716511000	2,090910000	2,918180000	1,077326482	Cc	E	SCH	B
377	1	2470	2680	210	423	328	95876	10066980	1,289630000	2,014290000	1,561900000	1,073212169	Cc	NE	MIG	B
378	1	2490	2700	210	245	295	65801	6909105	0,830508000	1,166670000	1,404760000	1,141501162	Cc	SE	MIG	B
379	2	2390	2700	310	732	1170	724841	112350355	0,625641000	2,361290000	3,774190000	1,163666102	Cc	SE	MIG	C
380	1	2300	2540	240	535	341	120979	14517480	1,568910000	2,229170000	1,420830000	1,094087877	Cc	SE	MIG	B
381	1	2390	2650	260	389	277	73093	9502090	1,404330000	1,496150000	1,065380000	1,089325967	Cc	S	MIG	B
382	2	2320	2560	240	548	1174	700301	84036120	0,466780000	2,283330000	4,891670000	1,187924332	Cc	N	GN	C
383	1	2380	2560	180	327	572	198282	17845380	0,571678000	1,816670000	3,177780000	1,133349733	Cc	NW	GN	B
384	1	2420	2600	180	278	219	55450	4990500	1,269410000	1,544440000	1,216670000	1,132077828	Cc	NE	GN	A
385	1	2220	2460	240	447	424	125130	15015600	1,054250000	1,862500000	1,766670000	1,086154577	Cc	N	GN	A
386	1	2220	2560	340	566	358	172432	29313440	1,581010000	1,664710000	1,052940000	1,246586408	Cc	W	GN	B
387	1	2470	2580	110	220	196	32891	1809005	1,122450000	2,000000000	1,781820000	1,161922909	Cc	W	GN	C
388	1	2190	2410	220	474	682	204374	22481140	0,695015000	2,154550000	3,100000000	1,136298346	Cc	SW	GN	B
389	1	2250	2610	360	541	509	233427	42016860	1,062870000	1,502780000	1,413890000	1,066155325	Cc	NE	GN	B
390	1	2300	2480	180	445	363	131007	11790630	1,225900000	2,472220000	2,016670000	1,283635147	Cc	NE	GN	B
391	2	2240	2460	220	552	541	340874	37496140	1,020330000	2,509090000	2,459090000	1,135445191	Cc	E	GN	C
392	1	2300	2480	180	357	403	125278	11275020	0,885856000	1,983330000	2,238890000	1,137317754	Cc	E	GN	B
393	2	2120	2340	220	855	841	480818	52889980	1,016650000	3,886360000	3,822730000	1,184260102	Cc	SE	GN	C
394	1	2260	2340	80	210	175	24388	975520	1,200000000	2,625000000	2,187500000	1,098274089	Cc	SE	GN	B
395	1	2330	2480	150	240	245	40761	3057075	0,979592000	1,600000000	1,633330000	1,120591192	Cc	E	GN	A
396	1	2230	2380	150	227	379	94415	7081125	0,598945000	1,513330000	2,526670000	1,101681353	Cc	S	GN	C
397	1	2130	2400	270	308	226	64786	8746110	1,362830000	1,140740000	0,837037000	1,167032738	Cc	E	GN	B
398	1	1950	2100	150	211	163	25004	1875300	1,294480000	1,406670000	1,086670000	1,043629562	Cc	N	GN	A
399	1	2020	2230	210	246	297	72212	7582260	0,828283000	1,171430000	1,414290000	1,093851291	Cc	N	GN	A
400	2	2010	2450	440	1117	1334	1173288	258123360	0,837331000	2,538640000	3,031820000	1,101363354	Cc	N	GN	C
401	1	2300	2440	140	308	335	75857	5309990	0,919403000	2,200000000	2,392860000	1,131773961	Cc	NE	GN	A
402	1	1850	2160	310	694	493	282041	43716355	1,407710000	2,238710000	1,590320000	1,094224284	Cc	NE	GN	B
403	1	1830	2000	170	427	381	113906	9682010	1,120730000	2,511760000	2,241180000	1,052319652	Cc	SE	GN	B
404	2	2150	2450	300	613	1025	457245	68586750	0,598049000	2,043330000	3,416670000	1,163090580	Cc	N	MIG	C
405	1	2330	2670	340	472	231	79469	13509730	2,043290000	1,388240000	0,679412000	1,190812374	Cc	NE	MIG	B
406	3	2250	2620	370	1074	1388	1451302	268490870	0,773775000	2,902700000	3,751350000	1,130768131	Cc	NW	MIG	C

407	2	2330	2610	280	1154	877	589101	82474140	1,315850000	4,121430000	3,132140000	1,146346069	Cc	W	MIG	C
408	1	2390	2540	150	487	659	282122	21159150	0,738998000	3,246670000	4,393330000	1,157799261	Cc	N	MIG	B
409	1	2400	2680	280	416	550	133154	18641560	0,756364000	1,485710000	1,964290000	1,116311339	Cc	NW	MIG	B
410	1	2340	2500	160	391	496	119018	9521440	0,788306000	2,443750000	3,100000000	1,147219706	Cc	SW	MIG	C
411	1	2270	2660	390	634	722	303616	59205120	0,878116000	1,625640000	1,851280000	1,225623474	Cc	N	MIG	C
412	1	2250	2510	260	319	297	74437	9676810	1,074070000	1,226920000	1,142310000	1,137348360	Cc	W	GN	C
413	1	2140	2400	260	361	463	123132	16007160	0,779698000	1,388460000	1,780770000	1,167283646	Cc	W	GN	B
414	2	1950	2250	300	466	673	294203	44130450	0,692422000	1,553330000	2,243330000	1,105694026	Cc	W	GN	C
415	1	2150	2320	170	171	274	46016	3911360	0,624088000	1,005880000	1,611760000	1,088857774	Cc	W	GN	C
416	1	2150	2250	100	247	415	73957	3697850	0,595181000	2,470000000	4,150000000	1,226092074	Cc	SW	GN	C
417	1	2140	2250	110	269	338	51504	2832720	0,795858000	2,445450000	3,072730000	1,142326582	Cc	N	GN	C
418	2	2000	2630	630	1742	1321	1527955	481305825	1,318700000	2,765080000	2,096830000	1,183283286	Cc	N	GN	C
419	1	2150	2300	150	265	395	67177	5038275	0,670886000	1,766670000	2,633330000	1,222263112	Cc	E	GN	C
420	1	2200	2250	50	102	266	19092	477300	0,383459000	2,040000000	5,320000000	1,523029678	Cc	NE	GN	C
421	1	2280	2630	350	467	455	169574	29675450	1,026370000	1,334290000	1,300000000	1,115929358	Cc	N	GN	B
422	1	2230	2400	170	404	478	154401	13124085	0,845188000	2,376470000	2,811760000	1,043123696	Cc	NW	GN	B
423	1	2050	2350	300	457	385	100499	15074850	1,187010000	1,523330000	1,283330000	1,084721097	Cc	NW	GN	A
424	1	2210	2330	120	315	313	53184	3191040	1,006390000	2,625000000	2,608330000	1,142487951	Cp	E	GN	A
425	1	2220	2320	100	597	500	235046	11752300	1,194000000	5,970000000	5,000000000	1,114844572	Cp	E	GN	A
426	1	1960	2270	310	685	544	277997	43089535	1,259190000	2,209680000	1,754840000	1,064702498	Cp	E	GN	A
427	2	1820	2260	440	1455	1245	1716932	377725040	1,168670000	3,306820000	2,829550000	1,195706470	Cp	E	GN	A
428	1	2150	2280	130	308	404	81258	5281770	0,762376000	2,369230000	3,107690000	1,078670210	Cp	E	GN	A
429	1	1990	2160	170	362	387	88316	7506860	0,935401000	2,129410000	2,276470000	1,130543604	Cp	E	GN	A
430	1	1950	2130	180	320	600	143375	12903750	0,533333000	1,777780000	3,333330000	1,133895909	Cp	SE	GN	A
431	1	1910	2270	360	905	790	520926	93766680	1,145570000	2,513890000	2,194440000	1,070140199	Cp	SW	GN	A
432	3	1610	2100	490	1400	1155	1242058	304304210	1,212120000	2,857140000	2,357140000	1,162574408	Cp	NE	GN	A
433	2	1730	2120	390	886	1134	929628	181277460	0,781305000	2,271790000	2,907690000	1,108282878	Cp	NE	GN	A
434	1	2000	2200	200	428	426	173551	17355100	1,004690000	2,140000000	2,130000000	1,069889137	Cp	N	GN	A
435	1	1940	2100	160	289	248	51477	4118160	1,165320000	1,806250000	1,550000000	1,066782603	Cp	N	GN	B
436	1	1650	1760	110	355	259	88799	4883945	1,370660000	3,227270000	2,354550000	1,128411411	Cp	NE	GN	A
437	1	1700	2050	350	554	408	97319	17030825	1,357840000	1,582860000	1,165710000	1,461294632	Cp	W	MIG	B
438	1	1690	2140	450	972	518	514788	115827300	1,876450000	2,160000000	1,151110000	1,187375236	Cp	N	GN	A
439	1	1890	2060	170	498	490	204374	17371790	1,016330000	2,929410000	2,882350000	1,125690399	Cp	N	GN	A
440	1	1610	2020	410	620	777	357522	73292010	0,797941000	1,512200000	1,895120000	1,097843030	Cp	N	GN	B
441	1	1920	2040	120	991	873	867756	52065360	1,135170000	8,258330000	7,275000000	1,087456376	Cp	NE	GN	B
442	1	1790	2050	260	400	499	167603	21788390	0,801603000	1,538460000	1,919230000	1,223073946	Cp	N	GN	B
443	1	1850	2050	200	436	917	436296	43629600	0,475463000	2,180000000	4,585000000	1,171468036	Cp	E	GN	B

444	1	1660	1920	260	803	715	390315	50740950	1,123080000	3,088460000	2,750000000	1,092253635	Cp	SE	GN	A
445	1	1390	1790	400	1147	1442	1124457	224891400	0,795423000	2,867500000	3,605000000	1,088577742	Cp	W	GN	A
446	1	1790	1900	110	268	419	103329	5683095	0,639618000	2,436360000	3,809090000	1,181215666	Cp	SE	GN	A
447	1	1640	1880	240	405	435	217963	26155560	0,931034000	1,687500000	1,812500000	1,200005142	Cp	N	GN	A
448	1	1570	1690	120	281	364	73389	4403340	0,771978000	2,341670000	3,033330000	1,175638252	Cp	S	SCH	A
449	1	1570	1680	110	489	663	246705	13568775	0,737557000	4,445450000	6,027270000	1,110900408	Cp	E	GN	A
450	1	1330	1600	270	805	620	275066	37133910	1,298390000	2,981480000	2,296300000	1,130601369	Cp	E	GN	A
451	1	1450	1610	160	347	412	110437	8834960	0,842233000	2,168750000	2,575000000	1,110313691	Cp	SE	GN	A
452	1	1250	1700	450	808	723	412295	92766375	1,117570000	1,795560000	1,606670000	1,060104161	Cp	E	GN	A
453	1	1550	1770	220	533	805	364239	40066290	0,662112000	2,422730000	3,659090000	1,121326993	Cp	SE	GN	A
454	1	1590	1800	210	527	566	238979	25092795	0,931095000	2,509520000	2,695240000	1,042733999	Cp	NE	GN	A
455	1	1490	1710	220	569	604	244147	26856170	0,942053000	2,586360000	2,745450000	1,058471783	Cp	NE	GN	A
456	1	1680	1870	190	655	270	101924	9682780	2,425930000	3,447370000	1,421050000	1,199932432	Cp	S	GN	A
457	1	1720	1900	180	746	1120	711899	64070910	0,666071000	4,144440000	6,222220000	1,089942683	Cp	E	GN	A
458	1	1910	1960	50	512	730	296669	7416725	0,701370000	10,240000000	14,600000000	1,061209492	Cp	W	GN	A
459	1	1850	1920	70	408	463	171076	5987660	0,881210000	5,828570000	6,614290000	1,034632910	Cp	S	GN	A
460	1	1790	1950	160	537	529	164992	13199360	1,015120000	3,356250000	3,306250000	1,094510724	Cp	NE	GN	A
461	1	1500	1670	170	522	570	227149	19307665	0,915789000	3,070590000	3,352940000	1,042315492	Cp	E	GN	A
462	1	1480	1680	200	519	400	208160	20816000	1,297500000	2,595000000	2,000000000	1,064706141	Cp	N	GN	A
463	1	1460	1750	290	911	647	476860	69144700	1,408040000	3,141380000	2,231030000	1,037199993	Cp	N	GN	A
464	1	1450	1700	250	652	407	211816	26477000	1,601970000	2,608000000	1,628000000	1,089802066	Cp	NE	GN	A
465	1	1590	1780	190	307	422	100885	9584075	0,727488000	1,615790000	2,221050000	1,067545563	Cp	SW	GN	A
466	1	1590	1680	90	389	349	103098	4639410	1,114610000	4,322220000	3,877780000	1,063932987	Cp	E	GN	A
467	1	1600	1820	220	705	829	406206	44682660	0,850422000	3,204550000	3,768180000	1,171590997	Cp	E	GN	A
468	1	1850	2020	170	319	557	165864	14098440	0,572711000	1,876470000	3,276470000	1,125570104	Cp	SE	GN	A
469	1	1950	2070	120	299	345	63198	3791880	0,866667000	2,491670000	2,875000000	1,154672862	Cc	SE	GN	A
470	1	2050	2200	150	406	414	103242	7743150	0,980676000	2,706670000	2,760000000	1,208929533	Cc	E	GN	A
471	1	2100	2260	160	537	527	136801	10944080	1,018980000	3,356250000	3,293750000	1,123449001	Cc	SE	GN	B
472	1	2000	2300	300	597	531	165927	24889050	1,124290000	1,990000000	1,770000000	1,243085996	Cc	SE	GN	B
473	2	2040	2250	210	771	918	553825	58151625	0,839869000	3,671430000	4,371430000	1,085251316	Cp	E	GN	A
474	1	1950	2160	210	707	575	306319	32163495	1,229570000	3,366670000	2,738100000	1,117246064	Cp	NE	GN	A
475	2	2010	2600	590	1873	1672	2362430	696916850	1,120220000	3,174580000	2,833900000	1,190032393	Cc	E	GN	B
476	1	2030	2440	410	919	634	407335	83503675	1,449530000	2,241460000	1,546340000	1,059908966	Cc	SE	GN	C
477	1	2300	2450	150	480	495	144652	10848900	0,969697000	3,200000000	3,300000000	1,156322950	Cc	SE	GN	B
478	1	2280	2430	150	409	367	165744	12430800	1,114440000	2,726670000	2,446670000	1,093410758	Cc	SE	GN	B
479	1	2370	2560	190	206	385	47265	4490175	0,535065000	1,084210000	2,026320000	1,252139551	Cc	E	GN	A
480	1	2400	2600	200	473	563	196195	19619500	0,840142000	2,365000000	2,815000000	1,095417641	Cc	E	GN	B

481	1	2140	2470	330	777	615	318818	52604970	1,263410000	2,354550000	1,863640000	1,121106027	Cc	NE	GN	B
482	1	2150	2350	200	253	128	31772	3177200	1,976560000	1,265000000	0,640000000	1,141059364	Cc	N	GN	A
483	1	2110	2300	190	234	151	22024	2092280	1,549670000	1,231580000	0,794737000	1,129103093	Cc	NE	GN	B
484	1	2000	2100	100	253	276	58570	2928500	0,916667000	2,530000000	2,760000000	1,114334385	Cc	E	MIG	A
485	1	2020	2130	110	207	240	30304	1666720	0,862500000	1,881820000	2,181820000	1,166749892	Cc	SE	MIG	A
486	2	2050	2340	290	948	787	543592	78820840	1,204570000	3,268970000	2,713790000	1,320011814	Cc	E	GN	B
487	1	2140	2220	80	280	151	36771	1470840	1,854300000	3,500000000	1,887500000	1,343115338	Cc	SE	GN	B
488	1	2250	2380	130	275	197	34420	2237300	1,395940000	2,115380000	1,515380000	1,172314661	Cc	E	GN	B
489	1	2290	2400	110	261	208	43932	2416260	1,254810000	2,372730000	1,890910000	1,157452601	Cc	NE	GN	B
490	1	2150	2300	150	242	243	49596	3719700	0,995885000	1,613330000	1,620000000	1,061490091	Cc	NE	GN	B
491	1	2100	2260	160	366	200	65350	5228000	1,830000000	2,287500000	1,250000000	1,109017801	Cc	NE	GN	B
492	1	2180	2350	170	417	260	68086	5787310	1,603850000	2,452940000	1,529410000	1,161102667	Cc	SE	GN	B
493	3	2000	2660	660	2156	2415	3916337	1292391210	0,892754000	3,266670000	3,659090000	1,196674189	Cc	E	MIX	C
494	1	2310	2450	140	228	215	35705	2499350	1,060470000	1,628570000	1,535710000	1,052494536	Cc	S	GN	B
495	1	2300	2420	120	434	376	110029	6601740	1,154260000	3,616670000	3,133330000	1,085156417	Cc	SW	GN	B
496	2	2280	2600	320	722	789	336319	53811040	0,915082000	2,256250000	2,465630000	1,171807707	Cc	S	GN	B
497	1	2290	2600	310	433	255	72589	11251295	1,698040000	1,396770000	0,822581000	1,137076463	Cc	S	GN	B
498	1	2310	2600	290	477	355	104573	15163085	1,343660000	1,644830000	1,224140000	1,211679370	Cc	S	GN	B
499	1	2320	2530	210	303	165	40131	4213755	1,836360000	1,442860000	0,785714000	1,136393642	Cc	W	GN	C
500	1	2280	2480	200	739	734	380825	38082500	1,006810000	3,695000000	3,670000000	1,117207204	Cc	E	MIG	C
501	1	2270	2550	280	950	899	603360	84470400	1,056730000	3,392860000	3,210710000	1,073160006	Cc	NE	MIG	B
502	1	2150	2270	120	282	308	60370	3622200	0,915584000	2,350000000	2,566670000	1,115965911	Cp	SW	GN	A
503	1	2380	2530	150	439	567	89406	6705450	0,774250000	2,926670000	3,780000000	1,328356281	Cc	SE	MIG	B
504	2	2340	2600	260	1381	1389	1206689	156869570	0,994240000	5,311540000	5,342310000	1,080363956	Cc	E	MIG	C
505	1	2370	2630	260	684	903	373533	48559290	0,757475000	2,630770000	3,473080000	1,097134685	Cc	SE	MIG	C
506	1	2340	2530	190	742	579	250110	23760450	1,281520000	3,905260000	3,047370000	1,122490825	Cc	E	MIG	C
507	2	2440	2680	240	835	1160	648230	77787600	0,719828000	3,479170000	4,833330000	1,085455695	Cc	NE	SCH	C
508	1	2570	2670	100	259	226	50168	2508400	1,146020000	2,590000000	2,260000000	1,258193235	Cc	N	SCH	B
509	1	2560	2690	130	302	223	36719	2386735	1,354260000	2,323080000	1,715380000	1,173297513	Cc	NE	SCH	B
510	1	2550	2670	120	388	480	196444	11786640	0,808333000	3,233330000	4,000000000	1,095996114	Cc	N	SCH	B
511	1	2430	2730	300	641	414	156791	23518650	1,548310000	2,136670000	1,380000000	1,215384555	Cc	N	SCH	B
512	2	2450	2900	450	1014	1214	1087341	244651725	0,835255000	2,253330000	2,697780000	1,097802997	Cc	N	SCH	C
513	1	2510	2650	140	298	208	46444	3251080	1,432690000	2,128570000	1,485710000	1,123098200	Cc	E	SCH	C
514	1	2550	2680	130	200	290	54212	3523780	0,689655000	1,538460000	2,230770000	1,117065033	Cc	E	SCH	C
515	1	2470	2670	200	490	579	172254	17225400	0,846287000	2,450000000	2,895000000	1,107214279	Cc	N	MIX	B
516	1	2350	2640	290	613	437	163585	23719825	1,402750000	2,113790000	1,506900000	1,090140540	Cc	N	GN	B
517	1	2230	2760	530	696	1151	636998	168804470	0,604692000	1,313210000	2,171700000	1,120431936	Cc	NW	GN	C

518	1	2300	2590	290	553	368	151630	21986350	1,502720000	1,906900000	1,268970000	1,078691811	Cc	E	SCH	B
519	1	2370	2590	220	306	298	63382	6972020	1,026850000	1,390910000	1,354550000	1,066717034	Cc	S	SCH	B
520	1	2300	2500	200	413	408	129823	12982300	1,012250000	2,065000000	2,040000000	1,041288500	Cc	N	MIG	B
521	1	2240	2480	240	378	316	92685	11122200	1,196200000	1,575000000	1,316670000	1,070218634	Cc	N	MIG	B
522	2	2060	2770	710	1770	1804	2891211	1026379905	0,981153000	2,492960000	2,540850000	1,120843554	Cc	N	MIX	C
523	1	2490	2750	260	321	415	124051	16126630	0,773494000	1,234620000	1,596150000	1,121303434	Cc	NE	GN	C
524	1	2430	2650	220	474	383	109896	12088560	1,237600000	2,154550000	1,740910000	1,173460769	Cc	NE	GN	C
525	1	2410	2550	140	430	585	170529	11937030	0,735043000	3,071430000	4,178570000	1,071813128	Cc	E	SCH	B
526	1	2460	2590	130	229	330	61496	3997240	0,693939000	1,761540000	2,538460000	1,173955175	Cc	E	MIG	C
527	1	2350	2540	190	513	474	183253	17409035	1,082280000	2,700000000	2,494740000	1,080720906	Cc	NE	GN	A
528	1	2320	2450	130	320	375	66148	4299620	0,853333000	2,461540000	2,884620000	1,201022135	Cc	E	GN	A
529	1	2280	2440	160	251	175	27437	2194960	1,434290000	1,568750000	1,093750000	1,180212403	Cc	E	GN	A
530	1	2150	2380	230	725	361	168652	19394980	2,008310000	3,152170000	1,569570000	1,191787930	Cc	NE	GN	A
531	1	2110	2260	150	352	546	97678	7325850	0,644689000	2,346670000	3,640000000	1,255521060	Cc	E	GN	A
532	1	2020	2200	180	235	235	46480	4183200	1,000000000	1,305560000	1,305560000	1,042846801	Cc	E	GN	A
533	1	2130	2410	280	527	473	195070	27309800	1,114160000	1,882140000	1,689290000	1,092184779	Cc	N	GN	B
534	1	1840	1980	140	235	151	22128	1548960	1,556290000	1,678570000	1,078570000	1,289534848	Cc	E	GN	A
535	1	1880	2090	210	429	272	72063	7566615	1,577210000	2,042860000	1,295240000	1,115998470	Cc	NE	GN	A
536	1	2020	2150	130	314	328	76730	4987450	0,957317000	2,415380000	2,523080000	1,088655215	Cc	NE	GN	A
537	1	2020	2130	110	137	316	32606	1793330	0,433544000	1,245450000	2,872730000	1,254475069	Cc	E	GN	A
538	1	2070	2170	100	171	185	16338	816900	0,924324000	1,710000000	1,850000000	1,143208817	Cc	SE	GN	A
539	1	2080	2260	180	625	525	169859	15287310	1,190480000	3,472220000	2,916670000	1,109517061	Cc	SE	GN	A
540	2	2190	2470	280	729	781	470126	65817640	0,933419000	2,603570000	2,789290000	1,071344381	Cc	E	MIX	A
541	1	2250	2500	250	491	467	175523	21940375	1,051390000	1,964000000	1,868000000	1,070595366	Cc	NE	MIG	B
542	1	2100	2370	270	425	388	93205	12582675	1,095360000	1,574070000	1,437040000	1,105113351	Cc	NE	MIG	B
543	1	2040	2250	210	424	296	90646	9517830	1,432430000	2,019050000	1,409520000	1,081251537	Cc	E	MIG	B
544	3	2160	2470	310	1125	1397	1377812	213560860	0,805297000	3,629030000	4,506450000	1,198985066	Cc	E	MIG	B
545	1	2200	2300	100	149	190	15741	787050	0,784211000	1,490000000	1,900000000	1,166934419	Cc	SE	MIG	B
546	1	2250	2350	100	249	290	28629	1431450	0,858621000	2,490000000	2,900000000	1,237075106	Cc	SE	MIG	B
547	1	2280	2560	280	430	520	158213	22149820	0,826923000	1,535710000	1,857140000	1,056721241	Cc	E	MIX	B
548	1	2300	2470	170	263	231	43663	3711355	1,138530000	1,547060000	1,358820000	1,071911593	Cc	E	MIX	B
549	2	2270	2420	150	498	770	333295	24997125	0,646753000	3,320000000	5,133330000	1,125316768	Cc	E	MIX	B
550	1	2180	2280	100	186	268	57074	2853700	0,694030000	1,860000000	2,680000000	1,069804188	Cc	NE	MIG	B
551	1	2070	2200	130	386	196	47625	3095625	1,969390000	2,969230000	1,507690000	1,122011950	Cc	NE	MIG	B
552	1	2240	2540	300	540	468	108865	16329750	1,153850000	1,800000000	1,560000000	1,139675632	Cc	SE	GN	B
553	2	2280	2490	210	590	793	395493	41526765	0,744010000	2,809520000	3,776190000	1,104816782	Cc	S	GN	C
554	1	2290	2490	200	437	752	166135	16613500	0,581117000	2,185000000	3,760000000	1,233310370	Cc	SE	GN	B

555	2	2290	2550	260	721	746	423899	55106870	0,966488000	2,773080000	2,869230000	1,108751809	Cc	S	GN	B
556	1	2370	2560	190	352	347	81455	7738225	1,014410000	1,852630000	1,826320000	1,061550499	Cc	SE	GN	B
557	1	2330	2570	240	355	321	88489	10618680	1,105920000	1,479170000	1,337500000	1,062107879	Cc	S	GN	B
558	1	2290	2350	60	150	428	48632	1458960	0,350467000	2,500000000	7,133330000	1,338030061	Cc	SE	GN	B
559	3	2200	2660	460	845	2124	1508172	346879560	0,397834000	1,836960000	4,617390000	1,284967894	Cc	N	GN	C
560	2	2340	2650	310	532	903	375695	58232725	0,589147000	1,716130000	2,912900000	1,145519378	Cc	NE	GN	C
561	1	2520	2720	200	261	289	55508	5550800	0,903114000	1,305000000	1,445000000	1,065632527	Cc	N	GN	C
562	1	2250	2620	370	554	381	138116	25551460	1,454070000	1,497300000	1,029730000	1,156799846	Cc	N	GN	C
563	1	2350	2630	280	435	680	181406	25396840	0,639706000	1,553570000	2,428570000	1,184232409	Cc	N	GN	C
564	1	2380	2680	300	524	262	113310	16996500	2,000000000	1,746670000	0,873333000	1,252859367	Cc	NW	GN	C
565	1	2210	2710	500	680	432	217222	54305500	1,574070000	1,360000000	0,864000000	1,139708185	Cc	N	MIX	C
566	2	2030	2610	580	1267	993	1029908	298673320	1,275930000	2,184480000	1,712070000	1,194709857	Cc	N	GN	B
567	1	2250	2500	250	415	296	69900	8737500	1,402030000	1,660000000	1,184000000	1,199286582	Cc	NE	GN	B
568	1	2300	2640	340	550	430	229597	39031490	1,279070000	1,617650000	1,264710000	1,122108993	Cc	E	GN	C
569	1	2380	2580	200	352	212	66790	6679000	1,660380000	1,760000000	1,060000000	1,305481462	Cc	E	GN	C
570	1	2430	2570	140	185	368	70044	4903080	0,502717000	1,321430000	2,628570000	1,188460219	Cc	N	GN	C
571	1	2300	2590	290	345	284	48696	7060920	1,214790000	1,189660000	0,979310000	1,144120171	Cc	N	GN	C
572	1	2190	2360	170	374	709	118528	10074880	0,527504000	2,200000000	4,170590000	1,355252692	Cc	SE	GN	B
573	3	2130	2260	130	1476	2336	2624901	170618565	0,631849000	11,353800000	17,969200000	1,265475396	Cc	NE	GN	C
574	1	2030	2340	310	501	519	150534	23332770	0,965318000	1,616130000	1,674190000	1,122600539	Cc	NE	GN	B
575	2	2250	2570	320	937	863	676022	108163520	1,085750000	2,928130000	2,696870000	1,114030613	Cc	NW	GN	C
576	1	2310	2510	200	346	439	89722	8972200	0,788155000	1,730000000	2,195000000	1,109407427	Cc	N	GN	C
577	1	2350	2600	250	466	596	158561	19820125	0,781879000	1,864000000	2,384000000	1,146948485	Cc	W	GN	C
578	1	2390	2490	100	105	129	9110	455500	0,813953000	1,050000000	1,290000000	1,164480673	Cc	SW	GN	C
579	1	2230	2400	170	298	349	55171	4689535	0,853868000	1,752940000	2,052940000	1,158956503	Cc	W	GN	B
580	3	2100	2500	400	1506	1857	2122956	424591200	0,810985000	3,765000000	4,642500000	1,113443341	Cc	N	GN	C
581	1	2250	2480	230	430	597	225775	25964125	0,720268000	1,869570000	2,595650000	1,158282768	Cc	NE	GN	C
582	2	2330	2500	170	744	1398	703863	59828355	0,532189000	4,376470000	8,223530000	1,187268378	Cc	N	GN	C
583	1	2450	2600	150	411	404	131855	9889125	1,017330000	2,740000000	2,693330000	1,086060757	Cc	E	GN	C
584	1	2350	2600	250	381	244	46295	5786875	1,561480000	1,524000000	0,976000000	1,058039160	Cc	NE	GN	B
585	1	2400	2500	100	209	495	99840	4992000	0,422222000	2,090000000	4,950000000	1,203463318	Cc	N	GN	C
586	1	2430	2600	170	280	275	65350	5554750	1,018180000	1,647060000	1,617650000	1,109017801	Cc	W	GN	C
587	1	2450	2680	230	488	594	188485	21675775	0,821549000	2,121740000	2,582610000	1,130592507	Cc	W	GN	C
588	1	2370	2780	410	476	195	67212	13778460	2,441030000	1,160980000	0,475610000	1,216504292	Cc	SW	GN	C
589	1	2300	2600	300	479	458	181900	27285000	1,045850000	1,596670000	1,526670000	1,179316147	Cc	W	GN	C
590	2	2350	2780	430	939	591	380915	81896725	1,588830000	2,183720000	1,374420000	1,173294629	Cc	NE	GN	C
591	1	2420	2720	300	544	358	142401	21360150	1,519550000	1,813330000	1,193330000	1,157203366	Cc	NE	GN	C

592	1	2460	2560	100	222	408	100469	5023450	0,544118000	2,220000000	4,080000000	1,233509339	Cc	N	GN	C
593	1	2330	2670	340	490	320	104676	17794920	1,531250000	1,441180000	0,941176000	1,077680843	Cc	NE	GN	C
594	1	2350	2650	300	540	752	296600	44490000	0,718085000	1,800000000	2,506670000	1,129187785	Cc	N	GN	C
595	1	2290	2550	260	654	728	364408	47373040	0,898352000	2,515380000	2,800000000	1,091159366	Cc	S	GN	C
596	2	2230	2680	450	1595	2091	3752725	844363125	0,762793000	3,544440000	4,646670000	1,270391379	Cc	W	GN	C
597	1	2360	2670	310	663	844	389820	60422100	0,785545000	2,138710000	2,722580000	1,144002291	Cc	S	GN	C
598	1	2460	2680	220	513	525	203827	22420970	0,977143000	2,331820000	2,386360000	1,115328027	Cc	W	GN	C
599	1	2350	2750	400	865	1260	989342	197868400	0,686508000	2,162500000	3,150000000	1,108349126	Cc	NE	GN	C
600	1	2420	2760	340	809	516	312313	53093210	1,567830000	2,379410000	1,517650000	1,172598759	Cc	E	GN	C
601	1	2390	2640	250	582	448	178111	22263875	1,299110000	2,328000000	1,792000000	1,235241424	Cc	E	GN	C
602	3	2190	2650	460	1562	3175	4285315	985622450	0,491969000	3,395650000	6,902170000	1,163482958	Cc	SE	GN	C
603	1	2400	2550	150	250	255	34451	2583825	0,980392000	1,666670000	1,700000000	1,180906067	Cc	SW	GN	C
604	2	2300	2820	520	1501	1157	1352834	351736840	1,297320000	2,886540000	2,225000000	1,138213024	Cc	SE	SCH	B
605	1	2350	2650	300	450	203	49282	7392300	2,216750000	1,500000000	0,676667000	1,143651223	Cc	SW	GN	C
606	1	2350	2600	250	471	277	80975	10121875	1,700360000	1,884000000	1,108000000	1,156886169	Cc	SW	GN	C
607	1	2460	2630	170	430	494	109612	9317020	0,870445000	2,529410000	2,905880000	1,108519908	Cc	S	GN	C
608	1	2600	2750	150	279	326	57614	4321050	0,855828000	1,860000000	2,173330000	1,109438497	Cc	SE	GN	C
609	1	2440	2660	220	416	665	187259	20598490	0,625564000	1,890910000	3,022730000	1,167533868	Cc	SE	GN	C
610	1	2470	2650	180	199	161	23291	2096190	1,236020000	1,105560000	0,894444000	1,085023851	Cc	E	GN	C
611	2	2340	2800	460	1465	1883	1339545	308095350	0,778014000	3,184780000	4,093480000	1,168705826	Cc	NE	GN	C
612	1	2370	2790	420	632	474	206096	43280160	1,333330000	1,504760000	1,128570000	1,148940084	Cc	N	GN	B
613	1	2500	2820	320	736	738	301535	48245600	0,997290000	2,300000000	2,306250000	1,068023666	Cc	NE	GN	C
614	1	2450	2600	150	495	422	98138	7360350	1,172990000	3,300000000	2,813330000	1,157123670	Cc	E	GN	C
615	1	2380	2630	250	577	575	178528	22316000	1,003480000	2,308000000	2,300000000	1,127643267	Cc	E	GN	C
616	1	2370	2700	330	493	577	214013	35312145	0,854419000	1,493940000	1,748480000	1,134805801	Cc	NE	GN	B
617	1	2350	2650	300	408	458	125689	18853350	0,890830000	1,360000000	1,526670000	1,175241480	Cc	NE	GN	B
618	1	2390	2500	110	144	151	16465	905575	0,953642000	1,309090000	1,372730000	1,114608481	Cc	S	GN	A
619	1	2410	2620	210	300	213	43783	4597215	1,408450000	1,428570000	1,014290000	1,136501643	Cc	SW	GN	B
620	1	2410	2630	220	588	351	151670	16683700	1,675210000	2,672730000	1,595450000	1,206034262	Cc	SE	GN	B
621	1	2360	2510	150	227	295	62099	4657425	0,769492000	1,513330000	1,966670000	1,098056488	Cc	E	GN	B
622	1	2330	2500	170	316	271	70713	6010605	1,166050000	1,858820000	1,594120000	1,075681192	Cc	E	GN	B
623	1	2150	2450	300	452	319	112021	16803150	1,416930000	1,506670000	1,063330000	1,091478781	Cc	E	GN	B
624	1	2290	2500	210	518	456	176033	18483465	1,135960000	2,466670000	2,171430000	1,195445999	Cc	N	GN	B
625	1	2200	2340	140	382	363	115614	8092980	1,052340000	2,728570000	2,592860000	1,127481682	Cc	SE	GN	A
626	1	2050	2350	300	547	330	139541	20931150	1,657580000	1,823330000	1,100000000	1,132753975	Cc	SE	GN	B
627	1	2140	2360	220	321	350	110487	12153570	0,917143000	1,459090000	1,590910000	1,073569553	Cc	E	GN	B
628	3	1930	2460	530	1591	1396	1461790	387374350	1,139680000	3,001890000	2,633960000	1,197167099	Cc	SE	GN	B

629	1	2150	2350	200	256	174	27065	2706500	1,471260000	1,280000000	0,870000000	1,219160368	Cc	NE	GN	B
630	2	2150	2320	170	396	777	231266	19657610	0,509653000	2,329410000	4,570590000	1,193723574	Cc	E	GN	B
631	1	2240	2350	110	143	99	10580	581900	1,444440000	1,300000000	0,900000000	1,064104165	Cc	E	GN	B
632	1	2200	2380	180	277	255	59808	5382720	1,086270000	1,538890000	1,416670000	1,076210575	Cc	E	GN	B
633	2	2180	2440	260	727	729	467402	60762260	0,997257000	2,796150000	2,803850000	1,126451805	Cc	E	GN	B
634	1	2260	2380	120	167	385	49924	2995440	0,433766000	1,391670000	3,208330000	1,329440593	Cc	NE	GN	B
635	1	2280	2420	140	196	208	21081	1475670	0,942308000	1,400000000	1,485710000	1,122994129	Cc	E	GN	B
636	1	2310	2450	140	346	343	60699	4248930	1,008750000	2,471430000	2,450000000	1,111792431	Cc	SE	GN	B
637	1	2290	2380	90	223	435	53922	2426490	0,512644000	2,477780000	4,833330000	1,271917483	Cc	S	GN	B
638	2	2150	2360	210	436	443	159362	16733010	0,984199000	2,076190000	2,109520000	1,084704009	Cc	S	GN	B
639	1	2250	2360	110	175	245	33033	1816815	0,714286000	1,590910000	2,227270000	1,074057018	Cc	S	GN	B
640	1	2260	2330	70	140	170	28287	990045	0,823529000	2,000000000	2,428570000	1,118736068	Cc	S	GN	B
641	1	2150	2430	280	723	427	219776	30768640	1,693210000	2,582140000	1,525000000	1,140889155	Cc	NE	GN	B
642	1	2180	2400	220	434	537	109894	12088340	0,808194000	1,972730000	2,440910000	1,172620489	Cc	SE	GN	B
643	1	2340	2630	290	645	503	221295	32087775	1,282310000	2,224140000	1,734480000	1,084196190	Cc	SE	GN	B
644	1	2320	2460	140	323	336	100240	7016800	0,961310000	2,307140000	2,400000000	1,129780244	Cc	S	SCH	A
645	2	2560	2690	130	934	948	701038	45567470	0,985232000	7,184620000	7,292310000	1,185278227	Cc	SW	SCH	B
646	1	2340	2660	320	588	497	196547	31447520	1,183100000	1,837500000	1,553130000	1,085528096	Cc	SW	SCH	B
647	1	2420	2700	280	632	563	173069	24229660	1,122560000	2,257140000	2,010710000	1,110028907	Cc	S	SCH	B
648	1	2460	2820	360	961	1191	788181	141872580	0,806885000	2,669440000	3,308330000	1,074940110	Cc	SE	SCH	B
649	1	2300	2600	300	547	631	270825	40623750	0,866878000	1,823330000	2,103330000	1,249458412	Cc	E	SCH	B
650	1	2490	2550	60	408	524	202696	6080880	0,778626000	6,800000000	8,733330000	1,166681574	Cc	S	SCH	B
651	2	2120	2620	500	2236	2565	4001418	1000354500	0,871735000	4,472000000	5,130000000	1,161884060	Cc	SE	SCH	B
652	1	2500	2700	200	637	749	419514	41951400	0,850467000	3,185000000	3,745000000	1,075333342	Cc	S	SCH	B
653	1	2580	2680	100	538	631	310101	15505050	0,852615000	5,380000000	6,310000000	1,087109737	Cc	S	SCH	B
654	1	2420	2680	260	688	576	268904	34957520	1,194440000	2,646150000	2,215380000	1,089082284	Cc	S	SCH	B
655	1	2440	2580	140	466	520	166881	11681670	0,896154000	3,328570000	3,714290000	1,130421695	Cc	E	SCH	B
656	1	2360	2600	240	568	401	148862	17863440	1,416460000	2,366670000	1,670830000	1,109146486	Cc	E	SCH	A
657	1	2400	2540	140	460	675	201082	14075740	0,681481000	3,285710000	4,821430000	1,112220547	Cc	NE	SCH	A
658	1	2380	2540	160	466	678	264246	21139680	0,687316000	2,912500000	4,237500000	1,218820076	Cc	E	SCH	A
659	1	2380	2600	220	515	354	156885	17257350	1,454800000	2,340910000	1,609090000	1,239235336	Cc	NE	SCH	B
660	2	2250	2640	390	801	724	332591	64855245	1,106350000	2,053850000	1,856410000	1,279121204	Cc	E	SCH	B
661	1	2540	2640	100	391	264	118567	5928350	1,481060000	3,910000000	2,640000000	1,157591949	Cc	E	SCH	B
662	1	2440	2600	160	354	478	88614	7089120	0,740586000	2,212500000	2,987500000	1,167494353	Cc	SE	SCH	B
663	1	2340	2460	120	250	339	59365	3561900	0,737463000	2,083330000	2,825000000	1,191366517	Cc	E	SCH	A
664	1	2300	2440	140	361	425	69306	4851420	0,849412000	2,578570000	3,035710000	1,189413362	Cc	NE	SCH	A
665	2	2170	2500	330	981	877	672719	110998635	1,118590000	2,972730000	2,657580000	1,112290992	Cc	E	SCH	B

666	2	2200	2500	300	1109	1021	1133677	170051550	1,086190000	3,696670000	3,403330000	1,200716517	B	E	SCH	B
667	1	2360	2600	240	496	401	147883	17745960	1,236910000	2,066670000	1,670830000	1,076867279	B	NE	SCH	B
668	1	2340	2650	310	540	274	111783	17326365	1,970800000	1,741940000	0,883871000	1,159295376	B	NE	SCH	B
669	1	2360	2800	440	1148	678	565920	124502400	1,693220000	2,609090000	1,540910000	1,091965961	B	NE	SCH	C
670	2	2300	2670	370	1423	1608	1394024	257894440	0,884950000	3,845950000	4,345950000	1,200355141	B	N	GR	C
671	1	2450	2700	250	716	431	248311	31038875	1,661250000	2,864000000	1,724000000	1,102773254	B	NE	GR	B
672	1	2480	2670	190	631	674	331606	31502570	0,936202000	3,321050000	3,547370000	1,088009331	B	N	GR	C
673	1	2500	2850	350	403	469	149158	26102650	0,859275000	1,151430000	1,340000000	1,110967079	B	NW	GR	B
674	1	2520	2770	250	322	497	106616	13327000	0,647887000	1,288000000	1,988000000	1,141265993	B	SW	GR	C
675	1	2510	2670	160	808	1048	716328	57306240	0,770992000	5,050000000	6,550000000	1,154228462	B	SE	GR	B
676	1	2370	2520	150	638	747	236079	17705925	0,854083000	4,253330000	4,980000000	1,171041999	B	E	GR	B
677	2	2390	2850	460	971	825	638047	146750810	1,176970000	2,110870000	1,793480000	1,116685255	B	N	GR	B
678	1	2550	2850	300	380	289	100211	15031650	1,314880000	1,266670000	0,963333000	1,103210021	B	N	GR	B
679	1	2580	2850	270	258	170	46956	6339060	1,517650000	0,955556000	0,629630000	1,115656568	B	N	GR	B
680	1	2600	2800	200	242	198	42159	4215900	1,222220000	1,210000000	0,990000000	1,099107289	B	N	GR	C
681	1	2650	2830	180	184	97	21934	1974060	1,896910000	1,022220000	0,538889000	1,215225882	B	N	GR	C
682	1	2420	2820	400	699	601	274965	54993000	1,163060000	1,747500000	1,502500000	1,108752303	B	NE	GR	C
683	1	2320	2630	310	1074	928	597639	92634045	1,157330000	3,464520000	2,993550000	1,121342665	B	N	GR	C
684	2	2300	2880	580	1714	1120	1672623	485060670	1,530360000	2,955170000	1,931030000	1,161054712	B	NE	GR	B
685	1	2560	2820	260	452	220	56999	7409870	2,054550000	1,738460000	0,846154000	1,191028532	B	N	GR	B
686	1	2600	2850	250	392	150	37142	4642750	2,613330000	1,568000000	0,600000000	1,304188339	B	N	GR	B
687	1	2600	2900	300	422	183	59059	8858850	2,306010000	1,406670000	0,610000000	1,216503855	B	N	GR	B
688	1	2530	2850	320	468	245	88669	14187040	1,910200000	1,462500000	0,765625000	1,110291354	B	N	GR	B
689	1	2500	2800	300	411	306	107149	16072350	1,343140000	1,370000000	1,020000000	1,154797909	B	N	GR	B
690	1	2460	2760	300	407	216	63406	9510900	1,884260000	1,356670000	0,720000000	1,105725247	B	NW	GR	B
691	1	2380	2750	370	399	243	73671	13629135	1,641980000	1,078380000	0,656757000	1,116223728	B	NW	GR	B
692	1	2090	2420	330	527	387	166927	27542955	1,361760000	1,596970000	1,172730000	1,084005809	B	N	GR	A
693	1	2390	2590	200	745	640	507332	50733200	1,164060000	3,725000000	3,200000000	1,188147553	B	NE	GR	A
694	1	1980	2400	420	596	326	161874	33993540	1,828220000	1,419050000	0,776190000	1,215081098	B	E	GR	A
695	1	2060	2450	390	564	562	228615	44579925	1,003560000	1,446150000	1,441030000	1,039558166	B	NE	GR	A
696	1	2100	2400	300	505	428	180125	27018750	1,179910000	1,683330000	1,426670000	1,060153965	B	E	GR	A
697	2	2450	2750	300	804	777	586924	88038600	1,034750000	2,680000000	2,590000000	1,174613533	B	SE	GR	C
698	1	2530	2770	240	481	289	63310	7597200	1,664360000	2,004170000	1,204170000	1,068444568	B	E	GR	C
699	1	2440	2750	310	631	418	167665	25988075	1,509570000	2,035480000	1,348390000	1,110552470	B	SE	GR	B
700	3	2270	2800	530	1290	1868	1743589	462051085	0,690578000	2,433960000	3,524530000	1,097231346	B	S	GR	C
701	2	2350	2780	430	1047	1527	1227195	263846925	0,685658000	2,434880000	3,551160000	1,108223486	B	S	GR	B
702	1	2550	2830	280	711	551	314340	44007600	1,290380000	2,539290000	1,967860000	1,116484580	B	SE	GR	B

703	1	2520	2780	260	567	598	262692	34149960	0,948161000	2,180770000	2,300000000	1,069961346	B	S	GR	B
704	1	2440	2790	350	614	554	240447	42078225	1,108300000	1,754290000	1,582860000	1,068885731	B	SW	GR	B
705	2	2280	2750	470	1339	1291	1384936	325459960	1,037180000	2,848940000	2,746810000	1,084913089	B	SE	GR	B
706	1	2380	2760	380	818	740	465209	88389710	1,105410000	2,152630000	1,947370000	1,127449372	B	E	GR	B
707	1	2500	2700	200	758	627	432589	43258900	1,208930000	3,790000000	3,135000000	1,101418926	B	SE	GR	B
708	2	2280	2700	420	735	565	270693	56845530	1,300880000	1,750000000	1,345240000	1,136443940	B	SE	GR	B
709	1	2450	2700	250	401	286	91258	11407250	1,402100000	1,604000000	1,144000000	1,093494677	B	SE	GR	B
710	2	1950	2650	700	1691	1297	1753111	613588850	1,303780000	2,415710000	1,852860000	1,158376870	B	SE	GR	B
711	1	2330	2750	420	1111	667	597514	125477940	1,665670000	2,645240000	1,588100000	1,104672721	B	E	GR	B
712	1	2490	2700	210	674	663	325998	34229790	1,016590000	3,209520000	3,157140000	1,070153893	B	SE	GR	B
713	1	2260	2600	340	1107	767	558449	94936330	1,443290000	3,255880000	2,255880000	1,153226749	B	E	GR	C
714	1	2090	2290	200	340	384	97324	9732400	0,885417000	1,700000000	1,920000000	1,106793740	B	E	GR	B
715	1	2120	2500	380	1171	777	730118	138722420	1,507080000	3,081580000	2,044740000	1,146907883	B	NE	GR	C
716	1	2070	2270	200	401	459	123644	12364400	0,873638000	2,005000000	2,295000000	1,183316032	B	NE	SCH	A
717	1	2220	2730	510	659	361	137275	35005125	1,825480000	1,292160000	0,707843000	1,150440043	B	NW	GR	C
718	1	2350	2690	340	532	781	329472	56010240	0,681178000	1,564710000	2,297060000	1,126420663	B	W	GR	B
719	2	2270	2720	450	1148	1654	1773467	399030075	0,694075000	2,551110000	3,675560000	1,253175400	B	N	GR	B
720	1	2330	2790	460	725	590	279872	64370560	1,228810000	1,576090000	1,282610000	1,096323279	B	N	GR	B
721	1	2440	2700	260	331	266	55155	7170150	1,244360000	1,273080000	1,023080000	1,106273316	B	N	GR	B
722	1	2490	2720	230	813	626	422685	48608775	1,298720000	3,534780000	2,721740000	1,073895535	B	NE	GR	B
723	1	2300	2650	350	615	411	113360	19838000	1,496350000	1,757140000	1,174290000	1,158744039	B	NE	GR	B
724	2	2320	2750	430	1260	1407	1233700	265245500	0,895522000	2,930230000	3,272090000	1,132981171	B	N	GR	B
725	1	2350	2650	300	349	482	146526	21978900	0,724066000	1,163330000	1,606670000	1,103213848	B	W	GR	B
726	1	2450	2780	330	482	322	103559	17087235	1,496890000	1,460610000	0,975758000	1,147469033	B	N	GR	B
727	1	2500	2780	280	244	193	41454	5803560	1,264250000	0,871429000	0,689286000	1,165220256	B	N	GR	B
728	1	2500	2780	280	341	151	40560	5678400	2,258280000	1,217860000	0,539286000	1,204605189	B	N	GR	B
729	1	2500	2830	330	355	268	94489	15590685	1,324630000	1,075760000	0,812121000	1,238906106	B	N	GR	B
730	1	2350	2670	320	633	259	106383	17021280	2,444020000	1,978120000	0,809375000	1,204786940	B	NE	MIX	B
731	1	2370	2550	180	410	462	187815	16903350	0,887446000	2,277780000	2,566670000	1,123494383	B	NE	SCH	A
732	1	2260	2410	150	413	312	94313	7073475	1,323720000	2,753330000	2,080000000	1,157390776	B	NE	SCH	A
733	1	2000	2250	250	1232	495	496662	62082750	2,488890000	4,928000000	1,980000000	1,267289088	B	NE	SCH	A
734	1	2230	2470	240	463	267	73863	8863560	1,734080000	1,929170000	1,112500000	1,061835923	B	W	SCH	B
735	1	2380	2650	270	406	381	151769	20488815	1,065620000	1,503700000	1,411110000	1,118023703	B	W	MIX	B
736	2	2370	2850	480	1031	898	757131	181711440	1,148110000	2,147920000	1,870830000	1,125289719	B	NW	GR	C
737	1	2450	2590	140	306	357	74120	5188400	0,857143000	2,185710000	2,550000000	1,129416281	B	NE	GR	B
738	1	2440	2830	390	324	393	102413	19970535	0,824427000	0,830769000	1,007690000	1,098337343	B	N	GR	B
739	1	1610	1710	100	248	261	44561	2228050	0,950192000	2,480000000	2,610000000	1,143909197	Cp	SE	GN	A

740	1	1510	1710	200	557	259	93733	9373300	2,150580000	2,785000000	1,295000000	1,198743566	Cp	E	GN	A
741	2	1590	1810	220	428	637	250392	27543120	0,671900000	1,945450000	2,895450000	1,134261009	Cp	NE	GN	A
742	1	1730	1820	90	175	226	26768	1204560	0,774336000	1,944440000	2,511110000	1,082796724	Cp	N	GN	A
743	2	1500	1840	340	509	603	268495	45644150	0,844113000	1,497060000	1,773530000	1,173750815	Cp	N	GN	A
744	1	1680	1820	140	233	248	45905	3213350	0,939516000	1,664290000	1,771430000	1,069107275	Cp	NE	GN	A
745	1	1650	1900	250	507	302	110498	13812250	1,678810000	2,028000000	1,208000000	1,133768798	Cp	N	GN	A
746	1	1680	1900	220	728	483	210296	23132560	1,507250000	3,309090000	2,195450000	1,070972986	Cp	S	GN	A
747	1	1840	1970	130	258	681	184271	11977615	0,378855000	1,984620000	5,238460000	1,158561433	Cp	SE	GN	A
748	2	1720	2000	280	1143	1295	921415	128998100	0,882625000	4,082140000	4,625000000	1,076476445	Cp	SE	GN	A
749	1	1850	1990	140	400	656	192501	13475070	0,609756000	2,857140000	4,685710000	1,113593389	Cp	E	GN	A
750	1	1850	2040	190	445	380	113304	10763880	1,171050000	2,342110000	2,000000000	1,045054847	Cp	E	GN	A
751	1	2030	2100	70	215	349	62318	2181130	0,616046000	3,071430000	4,985710000	1,154886737	Cp	E	GN	A
752	1	1830	2120	290	520	418	180381	26155245	1,244020000	1,793100000	1,441380000	1,159695830	Cp	SE	GN	A
753	2	1890	2150	260	859	1048	837910	108928300	0,819656000	3,303850000	4,030770000	1,096792704	Cp	E	GN	A
754	1	1990	2150	160	470	1010	527492	42199360	0,465347000	2,937500000	6,312500000	1,169494189	Cp	E	GN	A
755	1	2120	2260	140	419	547	138841	9718870	0,765996000	2,992860000	3,907140000	1,114407933	Cp	SE	MIX	B
756	1	2090	2230	140	559	453	143551	10048570	1,234000000	3,992860000	3,235710000	1,110119634	Cp	SE	GN	B
757	2	2080	2260	180	572	872	351207	31608630	0,655963000	3,177780000	4,844440000	1,132421514	Cp	SE	MIX	A
758	1	2080	2280	200	675	704	316102	31610200	0,958807000	3,375000000	3,520000000	1,093800514	Cc	E	MIG	A
759	1	2090	2400	310	917	992	527888	81822640	0,924395000	2,958060000	3,200000000	1,169055453	Cc	NE	MIG	C
760	1	1960	2200	240	556	695	313384	37606080	0,800000000	2,316670000	2,895830000	1,153460254	Cc	N	MIG	B
761	1	1740	2050	310	693	784	308318	47789290	0,883929000	2,235480000	2,529030000	1,192364125	Cc	N	MIG	A
762	1	2000	2150	150	295	456	84356	6326700	0,646930000	1,966670000	3,040000000	1,198539695	Cc	E	MIG	B
763	2	1980	2380	400	604	630	275711	55142200	0,958730000	1,510000000	1,575000000	1,110474733	Cc	E	MIG	A
764	1	2200	2350	150	147	205	21989	1649175	0,717073000	0,980000000	1,366670000	1,091954152	Cc	E	MIG	B
765	1	2240	2320	80	198	251	37276	1491040	0,788845000	2,475000000	3,137500000	1,106054379	Cc	S	MIG	B
766	1	2280	2390	110	378	469	129945	7146975	0,805970000	3,436360000	4,263640000	1,101056391	Cc	S	MIG	C
767	1	2050	2180	130	303	264	44102	2866630	1,147730000	2,330770000	2,030770000	1,135070451	Cp	W	MIG	A
768	3	2020	2500	480	1595	1014	1460046	350411040	1,572980000	3,322920000	2,112500000	1,159827947	Cc	E	GN	B
769	1	2100	2430	330	392	407	92652	15287580	0,963145000	1,187880000	1,233330000	1,130648687	Cc	NE	GN	C
770	2	2140	2580	440	1202	1068	894687	196831140	1,125470000	2,731820000	2,427270000	1,097209289	Cc	E	GN	C
771	1	2230	2430	200	334	381	82865	8286500	0,876640000	1,670000000	1,905000000	1,127937427	Cc	N	GN	C
772	1	2280	2580	300	733	590	309945	46491750	1,242370000	2,443330000	1,966670000	1,124879257	Cc	E	GN	C
773	1	2270	2440	170	382	566	113237	9625145	0,674912000	2,247060000	3,329410000	1,186198891	Cc	SE	GN	B
774	1	2230	2380	150	231	307	44403	3330225	0,752443000	1,540000000	2,046670000	1,253040025	Cc	S	GN	B
775	1	2130	2340	210	385	557	122271	12838455	0,691203000	1,833330000	2,652380000	1,184294125	Cc	S	GN	B
776	1	2110	2320	210	262	191	33711	3539655	1,371730000	1,247620000	0,909524000	1,313637532	Cc	S	GN	B

777	1	2030	2310	280	391	348	83236	11653040	1,123560000	1,396430000	1,242860000	1,063820968	Cc	SE	GN	B
778	1	2100	2300	200	265	134	25184	2518400	1,977610000	1,325000000	0,670000000	1,205209621	Cc	S	GN	B
779	2	2000	2320	320	472	666	320003	51200480	0,708709000	1,475000000	2,081250000	1,127505811	Cc	SE	MIX	B
780	1	2040	2310	270	344	404	105227	14205645	0,851485000	1,274070000	1,496300000	1,138338183	Cc	E	MIX	B
781	1	2100	2330	230	408	458	134466	15463590	0,890830000	1,773910000	1,991300000	1,064694716	Cc	SE	SCH	B
782	1	2260	2410	150	370	616	187298	14047350	0,600649000	2,466670000	4,106670000	1,109400193	Cc	SE	SCH	B
783	1	2060	2220	160	333	584	152238	12179040	0,570205000	2,081250000	3,650000000	1,135098027	Cc	SE	SCH	B
784	1	1860	2000	140	288	301	74953	5246710	0,956811000	2,057140000	2,150000000	1,084998437	Cc	E	MIG	B
785	1	1840	1910	70	272	329	71052	2486820	0,826748000	3,885710000	4,700000000	1,064645637	Cc	E	MIG	B
786	1	1840	1900	60	283	211	66406	1992180	1,341230000	4,716670000	3,516670000	1,343185991	Cc	E	MIG	B
787	1	1900	2170	270	408	473	153795	20762325	0,862579000	1,511110000	1,751850000	1,090494161	Cc	E	MIG	B
788	1	2070	2250	180	325	306	81740	7356600	1,062090000	1,805560000	1,700000000	1,167246766	Cc	SE	MIG	B
789	1	2150	2280	130	212	253	46555	3026075	0,837945000	1,630770000	1,946150000	1,074691721	Cc	SE	MIG	B
790	2	2030	2260	230	578	520	239249	27513635	1,111540000	2,513040000	2,260870000	1,073865432	Cc	SE	MIG	A
791	2	2040	2300	260	697	435	251944	32752720	1,602300000	2,680770000	1,673080000	1,104347611	Cc	SE	MIG	A
792	1	2200	2290	90	164	179	29208	1314360	0,916201000	1,822220000	1,988890000	1,091052882	Cc	SE	MIG	B
793	1	2200	2300	100	248	358	71364	3568200	0,692737000	2,480000000	3,580000000	1,074987557	Cc	E	MIG	B
794	2	2110	2340	230	742	761	439482	50540430	0,975033000	3,226090000	3,308700000	1,103385372	Cc	E	MIX	A
795	1	2210	2300	90	237	444	80915	3641175	0,533784000	2,633330000	4,933330000	1,140456100	Cc	E	MIX	B
796	1	2250	2410	160	319	292	75901	6072080	1,092470000	1,993750000	1,825000000	1,110967209	Cc	NE	SCH	B
797	1	2010	2130	120	258	220	41977	2518620	1,172730000	2,150000000	1,833330000	1,061558497	Cp	N	GN	A
798	1	2000	2080	80	188	236	26017	1040680	0,796610000	2,350000000	2,950000000	1,149031706	Cp	NW	GN	A
799	1	1750	2030	280	503	370	96633	13528620	1,359460000	1,796430000	1,321430000	1,077167494	Cp	SW	GN	A
800	1	1830	2150	320	625	617	237241	37958560	1,012970000	1,953130000	1,928130000	1,076083787	Cp	SW	GN	A
801	1	2030	2210	180	514	791	267862	24107580	0,649810000	2,855560000	4,394440000	1,171866550	Cp	E	GN	B
802	1	2050	2220	170	310	296	71965	6117025	1,047300000	1,823530000	1,741180000	1,059973771	Cp	S	GN	B
803	1	1940	2080	140	444	652	182441	12770870	0,680982000	3,171430000	4,657140000	1,124731031	Cp	NE	GN	A
804	1	1940	2200	260	393	288	69014	8971820	1,364580000	1,511540000	1,107690000	1,109243706	Cp	N	GN	A
805	1	2070	2250	180	551	427	159365	14342850	1,290400000	3,061110000	2,372220000	1,069854341	Cp	N	GN	B
806	1	2140	2350	210	628	1034	561021	58907205	0,607350000	2,990480000	4,923810000	1,100489502	Cc	W	MIG	C
807	1	2150	2260	110	284	313	74391	4091505	0,907348000	2,581820000	2,845450000	1,088054859	Cc	N	MIG	B
808	1	2130	2280	150	366	395	89244	6693300	0,926582000	2,440000000	2,633330000	1,086878659	Cc	NE	MIG	B
809	1	2210	2300	90	374	198	55329	2489805	1,888890000	4,155560000	2,200000000	1,166894737	Cc	E	MIG	B
810	1	2170	2330	160	355	269	90638	7251040	1,319700000	2,218750000	1,681250000	1,181558370	Cc	E	MIG	C
811	1	2080	2300	220	609	888	451064	49617040	0,685811000	2,768180000	4,036360000	1,055525322	Cc	W	MIG	B
812	1	2150	2300	150	189	142	25424	1906800	1,330990000	1,260000000	0,946667000	1,084510562	Cc	W	MIG	B
813	1	2150	2300	150	401	246	78434	5882550	1,630080000	2,673330000	1,640000000	1,273180984	Cc	N	MIG	B

814	1	2180	2320	140	250	630	124116	8688120	0,396825000	1,785710000	4,500000000	1,390052128	Cc	E	MIG	C
815	1	2060	2300	240	331	232	51445	6173400	1,426720000	1,379170000	0,966667000	1,133031653	Cc	E	MIX	C
816	1	1220	1520	300	606	633	374447	56167050	0,957346000	2,020000000	2,110000000	1,055687930	H	NE	SCH	A
817	1	1610	1780	170	401	309	91993	7819405	1,297730000	2,358820000	1,817650000	1,133761137	H	NW	SCH	A
818	1	1630	1770	140	383	528	156193	10933510	0,725379000	2,735710000	3,771430000	1,164175430	H	SW	SCH	A
819	1	1570	1850	280	706	571	269479	37727060	1,236430000	2,521430000	2,039290000	1,184104463	H	SW	SCH	A
820	1	1540	1800	260	914	639	448574	58314620	1,430360000	3,515380000	2,457690000	1,058029648	H	NE	SCH	A
821	1	1730	1910	180	389	290	55751	5017590	1,341380000	2,161110000	1,611110000	1,289111151	H	NE	SCH	A
822	2	1470	1820	350	1166	1323	1139925	199486875	0,881330000	3,331430000	3,780000000	1,070334084	H	NE	SCH	B
823	1	1620	1820	200	435	194	56858	5685800	2,242270000	2,175000000	0,970000000	1,281232417	H	E	SCH	A
824	1	1700	1850	150	394	353	105967	7947525	1,116150000	2,626670000	2,353330000	1,146488693	H	NE	SCH	A
825	1	1750	1950	200	783	508	225934	22593400	1,541340000	3,915000000	2,540000000	1,080723018	H	E	SCH	A
826	1	1570	1900	330	774	655	381947	63021255	1,181680000	2,345450000	1,984850000	1,110087648	H	NE	SCH	A
827	2	1520	1800	280	913	1466	896511	125511540	0,622783000	3,260710000	5,235710000	1,291834009	H	E	MIG	B
828	1	1670	1810	140	414	260	78671	5506970	1,592310000	2,957140000	1,857140000	1,195830898	H	E	MIG	A
829	1	1750	1930	180	269	356	58229	5240610	0,755618000	1,494440000	1,977780000	1,132789885	H	NE	MIG	A
830	2	1460	1900	440	1402	747	852367	187520740	1,876840000	3,186360000	1,697730000	1,235948753	H	N	MIG	B
831	1	1860	2000	140	460	326	140208	9814560	1,411040000	3,285710000	2,328570000	1,197859768	H	N	MIG	B
832	1	1660	1900	240	624	395	223101	26772120	1,579750000	2,600000000	1,645830000	1,172370259	H	N	MIG	B
833	1	1650	1950	300	854	1228	969200	145380000	0,695440000	2,846670000	4,093330000	1,180553749	H	N	MIG	B
834	1	1740	2080	340	938	608	479433	81503610	1,542760000	2,758820000	1,788240000	1,104894915	H	NE	MIG	B
835	1	1750	2100	350	875	1178	905390	158443250	0,742784000	2,500000000	3,365710000	1,099598751	H	NE	MIG	B
836	1	2090	2340	250	514	696	207634	25954250	0,738506000	2,056000000	2,784000000	1,187393368	H	NW	MIG	B
837	1	1630	2150	520	1803	1320	1760397	457703220	1,365910000	3,467310000	2,538460000	1,075396866	H	SW	MIX	A
838	1	1540	1850	310	537	345	167233	25921115	1,556520000	1,732260000	1,112900000	1,092671054	H	S	MIG	A
839	1	1750	1900	150	239	439	57453	4308975	0,544419000	1,593330000	2,926670000	1,296941808	H	NW	GN	A
840	2	1730	2100	370	1318	1145	1217735	225280975	1,151090000	3,562160000	3,094590000	1,298877076	H	SW	MIX	B
841	1	1900	2100	200	301	470	102585	10258500	0,640426000	1,505000000	2,350000000	1,281493222	H	SW	MIG	A
842	1	1900	2110	210	501	344	104375	10959375	1,456400000	2,385710000	1,638100000	1,135989465	H	S	MIG	A
843	1	1770	1910	140	270	398	34699	2428930	0,678392000	1,928570000	2,842860000	1,399293263	H	SE	GN	A
844	1	1680	1840	160	298	167	22263	1781040	1,784430000	1,862500000	1,043750000	1,330993907	H	S	GN	A
845	1	1650	1950	300	815	789	461001	69150150	1,032950000	2,716670000	2,630000000	1,123027428	H	SW	MIX	B
846	1	1630	1780	150	411	605	557315	41798625	0,679339000	2,740000000	4,033330000	1,078824990	H	S	GN	B
847	2	1600	1900	300	1022	784	813815	122072250	1,303570000	3,406670000	2,613330000	1,230487321	H	SW	GN	B
848	1	1600	1930	330	805	742	140035	23105775	1,084910000	2,439390000	2,248480000	1,287552125	H	SW	GN	A
849	1	1520	1630	110	221	165	24664	1356520	1,339390000	2,009090000	1,500000000	1,065168192	H	S	GN	A
850	1	1730	1890	160	808	1048	701816	56145280	0,770992000	5,050000000	6,550000000	1,123335958	H	SW	MIG	A

851	1	1800	2150	350	565	497	237694	41596450	1,136820000	1,614290000	1,420000000	1,112667559	H	S	GN	A
852	1	1690	1850	160	294	339	57704	4616320	0,867257000	1,837500000	2,118750000	1,157895075	H	SE	GN	A
853	1	1640	1740	100	186	285	43266	2163300	0,652632000	1,860000000	2,850000000	1,225999545	H	S	GN	A
854	2	1800	2300	500	1208	1082	1155709	288927250	1,116450000	2,416000000	2,164000000	1,175309012	H	S	MIG	B
855	1	1990	2350	360	635	388	186897	33641460	1,636600000	1,763890000	1,077780000	1,185629546	H	SE	MIG	A
856	1	1960	2150	190	281	236	40803	3876285	1,190680000	1,478950000	1,242110000	1,113031678	H	W	MIG	A
857	1	1820	2040	220	544	373	181653	19981830	1,458450000	2,472730000	1,695450000	1,157614008	H	SE	MIG	A
858	1	1950	2250	300	713	423	202956	30443400	1,685580000	2,376670000	1,410000000	1,133373043	H	SE	MIG	A
859	1	1990	2340	350	485	655	201272	35222600	0,740458000	1,385710000	1,871430000	1,129930281	H	E	MIG	A
860	2	1860	2300	440	1175	1271	1229727	270539940	0,924469000	2,670450000	2,888640000	1,107845139	H	N	MIG	C
861	1	1680	2050	370	652	420	236382	43730670	1,552380000	1,762160000	1,135140000	1,165069300	H	NE	SCH	A
862	1	2130	2250	120	423	724	250968	15058080	0,584254000	3,525000000	6,033330000	1,170686380	H	N	MIG	A
863	1	2120	2200	80	197	413	51318	2052720	0,476998000	2,462500000	5,162500000	1,246506271	H	E	MIG	A
864	1	1980	2170	190	330	343	90949	8640155	0,962099000	1,736840000	1,805260000	1,158957722	H	E	MIG	A
865	2	1600	1940	340	669	789	434837	73922290	0,847909000	1,967650000	2,320590000	1,297491186	H	E	MIG	B
866	1	1800	2000	200	401	226	70499	7049900	1,774340000	2,005000000	1,130000000	1,125122302	H	E	MIG	A
867	1	1820	1940	120	238	169	31615	1896900	1,408280000	1,983330000	1,408330000	1,096293163	H	E	MIG	A
868	1	1750	1900	150	448	353	105024	7876800	1,269120000	2,986670000	2,353330000	1,068059720	H	E	MIG	A
869	1	1560	1850	290	685	577	292946	42477170	1,187180000	2,362070000	1,989660000	1,077313102	H	SE	MIG	B
870	1	1580	1730	150	280	340	90278	6770850	0,823529000	1,866670000	2,266670000	1,116313409	H	SE	MIG	B
871	1	1450	1800	350	1065	991	874863	153101025	1,074670000	3,042860000	2,831430000	1,037489402	H	NE	MIG	B
872	1	1520	1890	370	1074	985	655328	121235680	1,090360000	2,902700000	2,662160000	1,153785482	H	N	MIG	B
873	1	1360	1620	260	1054	826	655037	85154810	1,276030000	4,053850000	3,176920000	1,120232602	H	NE	MIG	B
874	1	1420	1590	170	352	445	129668	11021780	0,791011000	2,070590000	2,617650000	1,066195807	H	E	MIG	B
875	1	1730	1840	110	281	229	62348	3429140	1,227070000	2,554550000	2,081820000	1,151219592	H	SE	CALC	A
876	1	1480	1580	100	265	311	74586	3729300	0,852090000	2,650000000	3,110000000	1,075269488	H	E	CALC	A
877	1	1450	1600	150	307	239	64411	4830825	1,284520000	2,046670000	1,593330000	1,141525649	H	E	CALC	A
878	1	1640	1900	260	769	671	278204	36166520	1,146050000	2,957690000	2,580770000	1,098535271	H	NE	CALC	A
879	2	1480	1850	370	842	622	475204	87912740	1,353700000	2,275680000	1,681080000	1,111028096	H	E	CALC	B
880	1	1720	1850	130	381	398	106645	6931925	0,957286000	2,930770000	3,061540000	1,108285518	H	SE	CALC	A
881	1	1630	1750	120	233	239	34862	2091720	0,974895000	1,941670000	1,991670000	1,107447321	H	E	CALC	A
882	1	1560	1730	170	892	918	562700	47829500	0,971678000	5,247060000	5,400000000	1,074402559	H	N	CALC	A
883	1	1710	1760	50	219	206	36643	916075	1,063110000	4,380000000	4,120000000	1,069883182	H	E	CALC	A
884	1	1560	1730	170	711	569	328339	27908815	1,249560000	4,182350000	3,347060000	1,067316673	H	E	CALC	A
885	1	1580	1800	220	450	490	162950	17924500	0,918367000	2,045450000	2,227270000	1,040549552	H	SE	CALC	A
886	1	1580	1750	170	643	644	307627	26148295	0,998447000	3,782350000	3,788240000	1,029930819	H	N	SCH	A
887	1	1680	1800	120	345	450	84277	5056620	0,766667000	2,875000000	3,750000000	1,271980238	H	NW	SCH	A

888	1	1580	1800	220	715	1177	676364	74400040	0,607477000	3,250000000	5,350000000	1,092139384	H	SE	MIG	A
889	1	1630	1780	150	283	249	50892	3816900	1,136550000	1,886670000	1,660000000	1,070395456	H	SE	SCH	A
890	1	1630	1730	100	274	139	30569	1528450	1,971220000	2,740000000	1,390000000	1,126185829	H	S	MIX	A
891	1	1500	1730	230	415	386	126092	14500580	1,075130000	1,804350000	1,678260000	1,082797740	H	SE	MIX	A
892	1	1630	1730	100	341	421	114534	5726700	0,809976000	3,410000000	4,210000000	1,066935110	H	NE	MIX	A
893	1	1750	1820	70	254	227	72248	2528680	1,118940000	3,628570000	3,242860000	1,278290688	H	N	CALC	A
894	1	1550	1720	170	323	459	102080	8676800	0,703704000	1,900000000	2,700000000	1,133678589	H	S	CALC	A
895	1	1660	1890	230	569	486	230239	26477485	1,170780000	2,473910000	2,113040000	1,057637813	H	E	CALC	A
896	1	1690	1830	140	385	384	100057	7003990	1,002600000	2,750000000	2,742860000	1,101383257	H	E	CALC	A
897	1	1750	1840	90	279	287	56426	2539170	0,972125000	3,100000000	3,188890000	1,105618508	H	NE	CALC	A
898	1	1750	1850	100	195	229	29851	1492550	0,851528000	1,950000000	2,290000000	1,204958726	H	E	CALC	A
899	1	1750	1840	90	134	187	16160	727200	0,716578000	1,488890000	2,077780000	1,158364065	H	E	CALC	A
900	1	1550	1610	60	176	228	39618	1188540	0,771930000	2,933330000	3,800000000	1,053022841	H	S	MIX	A
901	1	1550	1620	70	233	344	70817	2478595	0,677326000	3,328570000	4,914290000	1,132133761	H	SE	MIX	A
902	1	1510	1610	100	221	265	34540	1727000	0,833962000	2,210000000	2,650000000	1,191526598	I	E	MIX	A
903	1	1550	1690	140	485	630	266909	18683630	0,769841000	3,464290000	4,500000000	1,060929298	I	NE	CALC	A
904	1	1530	1620	90	281	293	76085	3423825	0,959044000	3,122220000	3,255560000	1,100418797	I	N	MIX	A
905	1	1650	1710	60	276	333	76542	2296260	0,828829000	4,600000000	5,550000000	1,083873537	I	S	CALC	A
906	1	1780	1830	50	199	374	59237	1480925	0,532086000	3,980000000	7,480000000	1,137019023	I	SE	CALC	A
907	1	1700	1780	80	218	213	39833	1593320	1,023470000	2,725000000	2,662500000	1,115194828	I	S	CALC	A
908	1	1590	1760	170	369	611	162577	13819045	0,603928000	2,170590000	3,594120000	1,118701351	I	E	MIX	A
909	1	1640	1780	140	273	179	37462	2622340	1,525140000	1,950000000	1,278570000	1,184923512	I	E	CALC	A
910	1	1620	1720	100	350	295	75738	3786900	1,186440000	3,500000000	2,950000000	1,131637703	I	W	CALC	A
911	2	1630	1780	150	765	843	499524	37464300	0,907473000	5,100000000	5,620000000	1,273631747	I	SW	CALC	A
912	1	1750	1820	70	238	216	44198	1546930	1,101850000	3,400000000	3,085710000	1,155306174	I	SW	CALC	A
913	1	1710	1800	90	211	243	35370	1591650	0,868313000	2,344440000	2,700000000	1,112965307	I	S	CALC	A
914	1	1730	1750	20	199	232	42978	429780	0,857759000	9,950000000	11,600000000	1,108995437	I	S	CALC	A
915	1	1470	1620	150	670	509	241803	18135225	1,316310000	4,466670000	3,393330000	1,070473815	I	E	MIX	A
916	1	1430	1680	250	650	741	396958	49619750	0,877193000	2,600000000	2,964000000	1,071434609	I	SW	MIX	A
917	1	1580	1790	210	671	513	207151	21750855	1,307990000	3,195240000	2,442860000	1,083410805	I	SE	MIX	A
918	1	1580	1750	170	486	683	289304	24590840	0,711567000	2,858820000	4,017650000	1,056276210	I	NW	SCH	A
919	1	1680	1750	70	246	304	78416	2744560	0,809211000	3,514290000	4,342860000	1,094013633	I	S	SCH	A
920	1	1690	1820	130	404	229	78580	5107700	1,764190000	3,107690000	1,761540000	1,159289009	I	SW	MIX	A
921	1	1650	1800	150	324	504	94141	7060575	0,642857000	2,160000000	3,360000000	1,220047588	I	SE	MIX	A
922	1	1500	1770	270	552	370	122450	16530750	1,491890000	2,044440000	1,370370000	1,112486996	I	NE	MIX	A
923	1	1770	1900	130	182	257	79648	5177120	0,708171000	1,400000000	1,976920000	1,222458912	I	N	MIX	A
924	1	1910	2020	110	270	341	91551	5035305	0,791789000	2,454550000	3,100000000	1,203621529	I	S	MIX	A

925	1	1900	2030	130	380	524	130226	8464690	0,725191000	2,923080000	4,030770000	1,110811785	I	S	MIX	A
926	1	1710	2000	290	449	840	378343	54859735	0,534524000	1,548280000	2,896550000	1,129579525	I	N	MIX	A
927	1	1810	1970	160	401	676	258810	20704800	0,593195000	2,506250000	4,225000000	1,106790090	I	N	MIX	A
928	1	1880	1960	80	177	247	52975	2119000	0,716599000	2,212500000	3,087500000	1,128806233	I	W	MIX	A
929	1	1700	1850	150	289	410	90428	6782100	0,704878000	1,926670000	2,733330000	1,129458493	I	W	MIX	A
930	1	1750	1960	210	624	368	202489	21261345	1,695650000	2,971430000	1,752380000	1,133425449	I	E	CALC	A
931	1	1700	1770	70	271	249	61484	2151940	1,088350000	3,871430000	3,557140000	1,045513647	I	N	CALC	A
932	1	1690	1860	170	458	544	231772	19700620	0,841912000	2,694120000	3,200000000	1,085775872	I	E	MIX	A
933	1	1750	1900	150	399	548	187340	14050500	0,728102000	2,660000000	3,653330000	1,069519173	I	E	MIX	A
934	1	1770	1920	150	828	974	698383	52378725	0,850103000	5,520000000	6,493330000	1,120355045	I	N	MIX	A
935	2	1600	1960	360	1299	1070	1038199	186875820	1,214020000	3,608330000	2,972220000	1,124591683	I	NE	MIX	B
936	1	1720	1930	210	404	330	103543	10872015	1,224240000	1,923810000	1,571430000	1,118627660	I	NE	MIX	A
937	1	1690	1820	130	391	327	80782	5250830	1,195720000	3,007690000	2,515380000	1,061000665	I	E	MIX	A
938	1	1700	1770	70	165	152	15131	529585	1,085530000	2,357140000	2,171430000	1,146651491	I	E	MIX	A
939	1	1660	1780	120	332	358	69353	4161180	0,927374000	2,766670000	2,983330000	1,103315832	I	E	MIX	A
940	1	1580	1950	370	1035	918	769780	142409300	1,127450000	2,797300000	2,481080000	1,070992852	I	E	MIX	A
941	1	1760	1920	160	365	230	56411	4512880	1,586960000	2,281250000	1,437500000	1,073697106	I	SE	MIX	A
942	1	1730	1860	130	258	202	41013	2665845	1,277230000	1,984620000	1,553850000	1,100427851	I	E	MIX	A
943	1	1750	1920	170	304	210	51480	4375800	1,447620000	1,788240000	1,235290000	1,081671121	I	S	MIX	A
944	2	1710	1980	270	978	1345	867903	117166905	0,727138000	3,622220000	4,981480000	1,140960346	I	SE	MIX	B
945	1	1870	1970	100	206	235	43133	2156650	0,876596000	2,060000000	2,350000000	1,090701635	I	S	MIX	A
946	1	1830	1980	150	437	470	172717	12953775	0,929787000	2,913330000	3,133330000	1,077899341	I	SE	MIX	A
947	1	1770	1960	190	631	633	287914	27351830	0,996840000	3,321050000	3,331580000	1,053039856	I	E	MIX	A
948	1	1800	2030	230	625	656	335605	38594575	0,952744000	2,717390000	2,852170000	1,094168260	An	E	GR	A
949	1	2000	2110	110	460	325	135045	7427475	1,415380000	4,181820000	2,954550000	1,107700439	An	NE	GR	A
950	1	1750	2160	410	806	443	189275	38801375	1,819410000	1,965850000	1,080490000	1,170377139	An	NE	GR	A
951	2	1880	2360	480	983	1070	866415	207939600	0,918692000	2,047920000	2,229170000	1,084054734	An	E	MIX	B
952	1	2110	2190	80	242	349	85056	3402240	0,693410000	3,025000000	4,362500000	1,138463829	An	NE	GR	B
953	1	2070	2260	190	651	835	438674	41674030	0,779641000	3,426320000	4,394740000	1,092049501	An	E	MIX	B
954	1	2000	2210	210	436	492	179545	18852225	0,886179000	2,076190000	2,342860000	1,145748940	An	N	SCH	B
955	1	1880	2130	250	431	407	127333	15916625	1,058970000	1,724000000	1,628000000	1,069602877	An	NW	SCH	A
956	1	1960	2270	310	945	749	521854	80887370	1,261680000	3,048390000	2,416130000	1,101990251	An	NW	SCH	A
957	1	1900	2200	300	591	658	286895	43034250	0,898176000	1,970000000	2,193330000	1,046481677	An	W	SCH	B
958	1	1880	2110	230	606	383	153712	17676880	1,582250000	2,634780000	1,665220000	1,092227574	An	W	SCH	A
959	1	1850	2110	260	446	307	103337	13433810	1,452770000	1,715380000	1,180770000	1,107456513	An	W	SCH	A
960	1	1930	2110	180	368	298	79990	7199100	1,234900000	2,044440000	1,655560000	1,183935715	An	S	GR	A
961	3	1760	2160	400	1811	2891	4839738	967947600	0,626427000	4,527500000	7,227500000	1,226120250	An	E	GR	C

962	2	1930	2160	230	441	948	369508	42493420	0,465190000	1,917390000	4,121740000	1,123977112	An	S	GR	B
963	1	2000	2130	130	316	421	101768	6614920	0,750594000	2,430770000	3,238460000	1,096506768	An	SE	GR	B
964	2	1850	2130	280	931	1715	1329201	186088140	0,542857000	3,325000000	6,125000000	1,181318984	An	E	MIX	B
965	1	2020	2220	200	437	664	298410	29841000	0,658133000	2,185000000	3,320000000	1,116979196	An	S	MIX	B
966	1	2020	2150	130	210	319	50395	3275675	0,658307000	1,615380000	2,453850000	1,093253255	An	E	MIX	A
967	1	1920	2120	200	482	561	166149	16614900	0,859180000	2,410000000	2,805000000	1,142597998	An	E	MIX	A
968	2	1910	2210	300	896	1060	726978	109046700	0,845283000	2,986670000	3,533330000	1,068323206	An	N	GR	B
969	1	2050	2150	100	252	469	114321	5716050	0,537313000	2,520000000	4,690000000	1,111313190	An	N	GR	B
970	1	1900	2150	250	352	277	87982	10997750	1,270760000	1,408000000	1,108000000	1,122226045	As	N	GR	B
971	1	1950	2150	200	418	370	150945	15094500	1,129730000	2,090000000	1,850000000	1,203118470	As	NE	GR	B
972	1	1870	2250	380	1851	1727	2556417	485719230	1,071800000	4,871050000	4,544740000	1,115761224	As	NE	GR	A
973	1	1930	2200	270	470	621	208507	28148445	0,756844000	1,740740000	2,300000000	1,152780366	As	SW	GR	C
974	2	1990	2170	180	578	669	292459	26321310	0,863976000	3,211110000	3,716670000	1,078209695	As	W	GR	B
975	1	2050	2170	120	326	373	101387	6083220	0,873995000	2,716670000	3,108330000	1,138432388	As	W	GR	C
976	1	2040	2150	110	322	395	89657	4931135	0,815190000	2,927270000	3,590910000	1,139957133	As	SW	GR	C
977	2	2000	2450	450	817	1082	499723	112437675	0,755083000	1,815560000	2,404440000	1,185187416	As	SW	GR	B
978	1	2030	2150	120	268	147	26095	1565700	1,823130000	2,233330000	1,225000000	1,103655874	An	SW	GR	B
979	1	2030	2210	180	284	205	47041	4233690	1,385370000	1,577780000	1,138890000	1,110746234	An	S	GR	B
980	2	1950	2160	210	434	732	326767	34310535	0,592896000	2,066670000	3,485710000	1,054089299	An	NW	MIX	B
981	1	2010	2100	90	261	316	65939	2967255	0,825949000	2,900000000	3,511110000	1,126024755	An	NW	MIX	B
982	1	2010	2060	50	246	281	62517	1562925	0,875445000	4,920000000	5,620000000	1,184637526	An	N	SCH	B
983	1	1970	2050	80	250	262	63207	2528280	0,954198000	3,125000000	3,275000000	1,126539374	An	N	SCH	B
984	2	1860	2010	150	290	554	176086	13206450	0,523466000	1,933330000	3,693330000	1,212072406	An	NE	SCH	B
985	1	1920	2010	90	200	339	59949	2697705	0,589971000	2,222220000	3,766670000	1,072639932	An	N	SCH	B
986	1	1900	2010	110	261	286	62089	3414895	0,912587000	2,372730000	2,600000000	1,150221886	An	E	SCH	B
987	1	1780	2000	220	389	225	51757	5693270	1,728890000	1,768180000	1,022730000	1,196569744	An	NE	SCH	B
988	1	1770	2150	380	302	275	61043	11598170	1,098180000	0,794737000	0,723684000	1,064126428	An	W	MIG	C
989	1	1920	2180	260	218	236	51914	6748820	0,923729000	0,838462000	0,907692000	1,116759209	An	SW	MIG	C
990	1	1750	2050	300	595	555	236488	35473200	1,072070000	1,983330000	1,850000000	1,070254513	An	N	MIG	B
991	1	1780	1930	150	283	267	53117	3983775	1,059930000	1,886670000	1,780000000	1,150552223	An	NE	MIG	B
992	1	1730	1900	170	493	428	214804	18258340	1,151870000	2,900000000	2,517650000	1,220970013	An	N	MIG	B
993	1	1600	1880	280	648	736	402678	56374920	0,880435000	2,314290000	2,628570000	1,125144872	An	N	MIG	B
994	1	1960	2250	290	429	251	80299	11643355	1,709160000	1,479310000	0,865517000	1,165727597	As	S	GR	C
995	2	1900	2540	640	2013	1427	1679475	537432000	1,410650000	3,145310000	2,229690000	1,224857018	As	SW	MIX	B
996	1	2120	2400	280	528	577	266354	37289560	0,915078000	1,885710000	2,060710000	1,110681002	As	NW	MIX	C
997	1	2230	2540	310	451	349	113141	17536855	1,292260000	1,454840000	1,125810000	1,079353718	As	SW	MIX	C
998	1	2150	2400	250	655	388	233525	29190625	1,688140000	2,620000000	1,552000000	1,124306817	As	NE	GR	C

999	1	2010	2420	410	1011	1238	813108	166687140	0,816640000	2,465850000	3,019510000	1,112456113	As	NE	GR	C
1000	1	1960	2250	290	940	655	530445	76914525	1,435110000	3,241380000	2,258620000	1,116656797	As	NE	GR	B
1001	2	2120	2350	230	747	873	537051	61760865	0,855670000	3,247830000	3,795650000	1,061266005	As	NE	MIX	C
1002	1	2200	2380	180	383	679	209466	18851940	0,564065000	2,127780000	3,772220000	1,156918469	As	NE	MIX	C
1003	1	2330	2480	150	257	249	63002	4725150	1,032130000	1,713330000	1,660000000	1,148600442	As	E	MIX	C
1004	1	2230	2430	200	345	475	124505	12450500	0,726316000	1,725000000	2,375000000	1,235979719	As	E	MIX	C
1005	1	2250	2540	290	466	438	117437	17028365	1,063930000	1,606900000	1,510340000	1,088238866	As	SE	MIX	C
1006	2	2200	2440	240	511	793	309360	37123200	0,644388000	2,129170000	3,304170000	1,197962063	As	E	MIX	B
1007	2	2010	2260	250	956	1568	1595652	199456500	0,609694000	3,824000000	6,272000000	1,098954030	As	NE	MIX	C
1008	1	2230	2420	190	616	393	220260	20924700	1,567430000	3,242110000	2,068420000	1,123405990	As	E	MIX	C
1009	1	2100	2250	150	310	396	118564	8892300	0,782828000	2,066670000	2,640000000	1,130571196	As	S	MIX	C
1010	2	1920	2310	390	1727	1840	2636110	514041450	0,938587000	4,428210000	4,717950000	1,195021334	As	SE	MIX	C
1011	1	2190	2410	220	638	451	206559	22721490	1,414630000	2,900000000	2,050000000	1,143927566	As	SW	MIX	C
1012	1	2200	2340	140	383	190	58609	4102630	2,015790000	2,735710000	1,357140000	1,140763948	As	SW	MIX	C
1013	1	2250	2480	230	545	603	225631	25947565	0,903814000	2,369570000	2,621740000	1,100452463	As	S	MIX	C
1014	1	2170	2500	330	525	395	153367	25305555	1,329110000	1,590910000	1,196970000	1,122268423	As	E	SCH	B
1015	1	2260	2500	240	469	333	94428	11331360	1,408410000	1,954170000	1,387500000	1,206258040	As	SE	SCH	B
1016	1	2300	2500	200	504	457	175537	17553700	1,102840000	2,520000000	2,285000000	1,061126422	As	E	SCH	B
1017	1	2400	2560	160	382	330	110785	8862800	1,157580000	2,387500000	2,062500000	1,078904921	As	E	SCH	B
1018	1	1430	1840	410	871	592	357894	73368270	1,471280000	2,124390000	1,443900000	1,058134550	An	N	MIG	B
1019	1	1990	2580	590	815	760	531780	156875100	1,072370000	1,381360000	1,288140000	1,096299201	As	NW	SCH	B
1020	1	2040	2560	520	968	819	611742	159052920	1,181930000	1,861540000	1,575000000	1,091390140	As	NW	SCH	B
1021	1	2170	2380	210	570	807	434996	45674580	0,706320000	2,714290000	3,842860000	1,212566827	As	N	SCH	A
1022	1	2210	2380	170	609	395	175752	14938920	1,541770000	3,582350000	2,323530000	1,121037423	As	NE	SCH	A
1023	1	2170	2370	200	745	1086	627604	62760400	0,686004000	3,725000000	5,430000000	1,144453818	As	NE	SCH	A
1024	1	2050	2170	120	300	364	86099	5165940	0,824176000	2,500000000	3,033330000	1,087323571	As	SE	SCH	A
1025	1	2100	2280	180	415	445	166063	14945670	0,932584000	2,305560000	2,472220000	1,068823780	As	S	SCH	A
1026	1	2140	2410	270	441	471	155555	20999925	0,936306000	1,633330000	1,744440000	1,050691115	As	S	SCH	A
1027	1	2100	2400	300	507	635	235170	35275500	0,798425000	1,690000000	2,116670000	1,084883560	As	S	SCH	A
1028	1	2370	2680	310	1144	1326	1517469	235207695	0,862745000	3,690320000	4,277420000	1,173166609	As	E	SCH	B
1029	1	2350	2650	300	1081	804	630869	94630350	1,344530000	3,603330000	2,680000000	1,115561697	As	SE	SCH	B
1030	2	2350	2620	270	1526	1652	2734265	369125775	0,923729000	5,651850000	6,118520000	1,326061351	As	SE	SCH	C
1031	1	2500	2600	100	752	915	562280	28114000	0,821858000	7,520000000	9,150000000	1,192178190	As	SW	SCH	C
1032	1	2550	2760	210	972	544	325932	34222860	1,786760000	4,628570000	2,590480000	1,192309687	As	W	SCH	C
1033	1	2490	2680	190	482	409	141989	13488955	1,178480000	2,536840000	2,152630000	1,123695375	As	W	SCH	C
1034	1	2420	2630	210	531	362	157606	16548630	1,466850000	2,528570000	1,723810000	1,108494331	As	W	SCH	B
1035	1	1940	2410	470	826	623	389048	91426280	1,325840000	1,757450000	1,325530000	1,077749178	As	SW	GR	A

1036	1	2310	2470	160	432	446	178506	14280480	0,968610000	2,700000000	2,787500000	1,128380434	As	S	GR	A
1037	1	2220	2540	320	735	385	269923	43187680	1,909090000	2,296880000	1,203130000	1,185302065	As	S	GR	A
1038	1	2190	2550	360	710	537	311234	56022120	1,322160000	1,972220000	1,491670000	1,059340952	As	SW	GR	A
1039	1	2290	2520	230	370	315	87051	10010865	1,174600000	1,608700000	1,369570000	1,071800565	As	N	GR	A
1040	1	2110	2550	440	684	551	304673	67028060	1,241380000	1,554550000	1,252270000	1,067620015	As	N	GR	A
1041	1	2130	2550	420	652	329	162976	34224960	1,981760000	1,552380000	0,783333000	1,163449834	As	N	GR	A
1042	1	2150	2520	370	609	316	148567	27484895	1,927220000	1,645950000	0,854054000	1,096341586	As	N	GR	A
1043	1	2150	2550	400	891	1180	854204	170840800	0,755085000	2,227500000	2,950000000	1,078345893	As	N	GR	B
1044	1	1900	2000	100	576	930	469914	23495700	0,619355000	5,760000000	9,300000000	1,076112689	As	S	GR	A
1045	1	1980	2110	130	435	364	120646	7841990	1,195050000	3,346150000	2,800000000	1,071232113	As	W	GR	A
1046	1	2040	2210	170	799	1223	765605	65076425	0,653312000	4,700000000	7,194120000	1,090673770	As	SE	GR	A
1047	2	2410	2700	290	822	1020	555284	80516180	0,805882000	2,834480000	3,517240000	1,178465281	As	SE	GR	A
1048	1	2430	2550	120	396	350	74058	4443480	1,131430000	3,300000000	2,916670000	1,149584257	As	E	GR	A
1049	1	2500	2700	200	303	401	79077	7907700	0,755611000	1,515000000	2,005000000	1,105482198	As	SE	GR	A
1050	1	2480	2600	120	213	316	52962	3177720	0,674051000	1,775000000	2,633330000	1,179201804	As	S	GR	A
1051	2	2430	2830	400	1247	1071	830497	166099400	1,164330000	3,117500000	2,677500000	1,110034566	As	SE	MIX	B
1052	1	2470	2800	330	823	569	344995	56924175	1,446400000	2,493940000	1,724240000	1,105109900	As	E	MIX	B
1053	1	2550	2750	200	479	604	215103	21510300	0,793046000	2,395000000	3,020000000	1,088133944	As	S	MIX	B
1054	3	2320	2780	460	1237	1237	1108481	254950630	1,000000000	2,689130000	2,689130000	1,145694481	As	SE	MIX	B
1055	1	2350	2800	450	946	470	258277	58112325	2,012770000	2,102220000	1,044440000	1,104601074	As	SE	MIX	B
1056	1	2500	2780	280	570	285	99301	13902140	2,000000000	2,035710000	1,017860000	1,121681382	As	E	MIX	B
1057	2	2430	2820	390	789	888	505517	98575815	0,888514000	2,023080000	2,276920000	1,100214181	As	SE	MIX	B
1058	1	2350	2700	350	638	555	228067	39911725	1,149550000	1,822860000	1,585710000	1,118187519	As	SE	GR	B
1059	3	2400	2920	520	1932	1251	1924146	500277960	1,544360000	3,715380000	2,405770000	1,120134495	As	SE	MIX	B
1060	1	2460	2840	380	754	644	370567	70407730	1,170810000	1,984210000	1,694740000	1,145540234	As	E	GR	B
1061	2	2480	2900	420	1029	1095	763810	160400100	0,939726000	2,450000000	2,607140000	1,141985028	As	SE	MIX	B
1062	1	2620	2840	220	486	331	97173	10689030	1,468280000	2,209090000	1,504550000	1,120322584	As	NE	MIX	B
1063	1	2570	2900	330	478	685	241338	39820770	0,697810000	1,448480000	2,075760000	1,165103331	As	SE	MIX	C
1064	1	2540	2600	60	343	338	79903	2397090	1,014790000	5,716670000	5,633330000	1,195557661	As	S	MIX	B
1065	1	2240	2630	390	736	479	252653	49267335	1,536530000	1,887180000	1,228210000	1,138715071	As	E	GR	B
1066	2	2340	2800	460	1331	1751	2649499	609384770	0,760137000	2,893480000	3,806520000	1,223539720	As	E	MIX	B
1067	1	2600	2900	300	531	350	163497	24524550	1,517140000	1,770000000	1,166670000	1,162989938	As	E	MIX	C
1068	1	2660	2790	130	302	347	50950	3311750	0,870317000	2,323080000	2,669230000	1,167266532	As	SE	MIX	B
1069	1	2630	2790	160	659	556	226550	18124000	1,185250000	4,118750000	3,475000000	1,155707228	As	SE	MIX	B
1070	1	2470	2690	220	338	550	87055	9576050	0,614545000	1,536360000	2,500000000	1,308886052	As	S	MIX	B
1071	1	2400	2580	180	429	338	103198	9287820	1,269230000	2,383330000	1,877780000	1,224993597	As	E	MIX	B
1072	1	2320	2420	100	281	353	60541	3027050	0,796034000	2,810000000	3,530000000	1,168273808	As	S	MIX	C

1073	1	2220	2800	580	841	1084	719187	208564230	0,775830000	1,450000000	1,868970000	1,087399822	As	W	MIX	B
1074	3	2250	2800	550	1559	1780	2328313	640286075	0,875843000	2,834550000	3,236360000	1,186887615	As	W	MIX	B
1075	1	2250	2740	490	757	474	229184	56150080	1,597050000	1,544900000	0,967347000	1,085996534	As	NW	SCH	B
1076	1	2450	2720	270	492	707	289182	39039570	0,695898000	1,822220000	2,618520000	1,119448292	As	NW	MIX	B
1077	2	2450	2850	400	1051	1009	749011	149802200	1,041630000	2,627500000	2,522500000	1,125179836	As	W	MIX	B
1078	1	2550	2840	290	543	531	220522	31975690	1,022600000	1,872410000	1,831030000	1,055458232	As	W	MIX	B
1079	1	2500	2700	200	491	594	222027	22202700	0,826599000	2,455000000	2,970000000	1,114736015	As	SE	SCH	C
1080	1	2460	2880	420	1484	1183	1229422	258178620	1,254440000	3,533330000	2,816670000	1,138512494	As	NW	MIX	B
1081	2	2550	2750	200	932	1429	1068236	106823600	0,652204000	4,660000000	7,145000000	1,152610915	As	NW	SCH	B
1082	1	2540	2850	310	730	618	68241	10577355	1,181230000	2,354840000	1,993550000	1,144665057	As	NW	SCH	C
1083	1	2590	2750	160	408	230	301897	24151760	1,773910000	2,550000000	1,437500000	1,156203391	As	NW	SCH	C
1084	1	2600	2790	190	595	612	275755	26196725	0,972222000	3,131580000	3,221050000	1,118981286	As	W	SCH	B
1085	1	2520	2700	180	533	389	191217	17209530	1,370180000	2,961110000	2,161110000	1,230219748	As	NW	SCH	B
1086	3	2300	2790	490	1631	1044	1291972	316533140	1,562260000	3,328570000	2,130610000	1,241898211	As	E	SCH	B
1087	1	2560	2790	230	384	631	242424	27878760	0,608558000	1,669570000	2,743480000	1,149886082	As	E	SCH	B
1088	2	2560	2790	230	1020	593	515350	59265250	1,720070000	4,434780000	2,578260000	1,235454196	As	NE	SCH	B
1089	1	2630	2790	160	450	613	264434	21154720	0,734095000	2,812500000	3,831250000	1,077402770	As	NE	SCH	B
1090	2	2280	2550	270	1332	1728	1995997	269459595	0,770833000	4,933330000	6,400000000	1,122750851	As	NE	SCH	B
1091	1	2470	2600	130	401	974	363648	23637120	0,411704000	3,084620000	7,492310000	1,157790157	As	N	SCH	B
1092	1	2370	2480	110	346	311	62979	3463845	1,112540000	3,145450000	2,827270000	1,076869013	As	E	SCH	B
1093	1	2310	2650	340	737	701	377322	64144740	1,051360000	2,167650000	2,061760000	1,101256200	As	E	GR	C
1094	1	2340	2600	260	486	286	115289	14987570	1,699300000	1,869230000	1,100000000	1,152332409	As	E	GR	C
1095	2	2310	2700	390	1040	1302	1040895	202974525	0,798771000	2,666670000	3,338460000	1,100738021	As	S	MIX	C
1096	1	2400	2600	200	528	496	172727	17272700	1,064520000	2,640000000	2,480000000	1,105018469	As	E	GR	C
1097	1	2500	2700	200	353	364	93138	9313800	0,969780000	1,765000000	1,820000000	1,102737748	As	S	GN	C
1098	1	2480	2750	270	524	602	230203	31077405	0,870432000	1,940740000	2,229630000	1,185893422	As	S	SCH	C
1099	1	2460	2700	240	418	403	159030	19083600	1,037220000	1,741670000	1,679170000	1,108471977	As	S	SCH	C
1100	2	2320	2650	330	699	615	380459	62775735	1,136590000	2,118180000	1,863640000	1,120031161	As	E	SCH	C
1101	1	2450	2530	80	124	149	14134	565360	0,832215000	1,550000000	1,862500000	1,093864765	As	SE	SCH	B
1102	1	2340	2760	420	738	282	176314	37025940	2,617020000	1,757140000	0,671429000	1,215319368	As	NE	SCH	C
1103	1	2380	2600	220	575	350	134747	14822170	1,642860000	2,613640000	1,590910000	1,110461602	As	NE	SCH	B
1104	1	2460	2630	170	231	330	73616	6257360	0,700000000	1,358820000	1,941180000	1,219571187	As	N	SCH	B
1105	1	2400	2710	310	461	445	109688	17001640	1,035960000	1,487100000	1,435480000	1,176276366	As	W	SCH	C
1106	2	2570	2680	110	610	642	361122	19861710	0,950156000	5,545450000	5,836360000	1,112542535	As	E	SCH	C
1107	1	2680	2720	40	269	173	46723	934460	1,554910000	6,725000000	4,325000000	1,269821662	As	NE	SCH	C
1108	1	2580	2620	40	258	272	47982	959640	0,948529000	6,450000000	6,800000000	1,235021976	As	E	SCH	C
1109	1	2580	2630	50	203	268	30051	751275	0,757463000	4,060000000	5,360000000	1,157005405	As	SE	SCH	C

1110	2	2210	2520	310	1102	1057	1026745	159145475	1,042570000	3,554840000	3,409680000	1,052060815	As	E	SCH	B
1111	2	1530	2200	670	1160	801	844692	282971820	1,448190000	1,731340000	1,195520000	1,126450534	An	NW	MIG	B
1112	1	1880	2150	270	433	249	67281	9082935	1,738960000	1,603700000	0,922222000	1,173465909	An	NW	MIG	B
1113	1	1970	2250	280	383	218	56992	7978880	1,756880000	1,367860000	0,778571000	1,087116606	An	N	MIG	B
1114	2	1100	2220	1120	1263	610	717492	401795520	2,070490000	1,127680000	0,544643000	1,221230465	An	NW	MIG	B
1115	1	2200	2340	140	350	219	64297	4500790	1,598170000	2,500000000	1,564290000	1,095812189	An	NW	MIG	B
1116	1	2060	2250	190	270	288	41008	3895760	0,937500000	1,421050000	1,515790000	1,165967419	An	E	MIG	B
1117	2	1850	2300	450	955	1102	890346	200327850	0,866606000	2,122220000	2,448890000	1,049655232	An	W	SCH	B
1118	1	1980	2320	340	684	647	343898	58462660	1,057190000	2,011760000	1,902940000	1,088110565	An	W	SCH	B
1119	1	2240	2420	180	744	458	252378	22714020	1,624450000	4,133330000	2,544440000	1,117435799	An	NE	SCH	B
1120	1	2150	2370	220	595	596	286736	31540960	0,998322000	2,704550000	2,709090000	1,131588219	An	E	GN	B
1121	1	2150	2400	250	500	670	344800	43100000	0,746269000	2,000000000	2,680000000	1,120315047	An	NW	GN	C
1122	1	2000	2370	370	1106	1069	1037573	191951005	1,034610000	2,989190000	2,889190000	1,078958818	An	N	GN	C
1123	1	1970	2280	310	635	499	280743	43515165	1,272550000	2,048390000	1,609680000	1,110593398	An	N	GN	C
1124	1	1640	2140	500	291	406	98462	24615500	0,716749000	0,582000000	0,812000000	1,193875390	An	E	GN	B
1125	1	1640	1840	200	504	582	231254	23125400	0,865979000	2,520000000	2,910000000	1,065873223	I	E	CALC	A
1126	1	1600	2070	470	513	256	103120	24233200	2,003910000	1,091490000	0,544681000	1,137610437	An	SW	GN	A
1127	1	1880	2070	190	274	221	59907	5691165	1,239820000	1,442110000	1,163160000	1,100676862	An	N	GN	B
1128	1	1870	2170	300	362	241	63740	9561000	1,502070000	1,206670000	0,803333000	1,154222519	An	NE	GN	B
1129	1	2030	2250	220	460	545	266115	29272650	0,844037000	2,090910000	2,477270000	1,065245054	An	E	GN	B
1130	2	1960	2200	240	517	682	299581	35949720	0,758065000	2,154170000	2,841670000	1,110670899	An	E	GN	C
1131	1	2090	2200	110	222	263	38463	2115465	0,844106000	2,018180000	2,390910000	1,081661855	An	E	GN	A
1132	2	2080	2430	350	897	1017	837732	146603100	0,882006000	2,562860000	2,905710000	1,115093441	An	SW	GN	C
1133	1	2180	2450	270	490	588	186810	25219350	0,833333000	1,814810000	2,177780000	1,104321557	An	SW	GN	C
1134	1	2110	2450	340	620	646	236958	40282860	0,959752000	1,823530000	1,900000000	1,112076180	An	W	GN	C
1135	1	2470	2680	210	415	329	132927	13957335	1,261400000	1,976190000	1,566670000	1,126548840	An	NW	GN	C
1136	2	2130	2600	470	961	892	573118	134682730	1,077350000	2,044680000	1,897870000	1,153650289	An	W	GN	C
1137	1	2330	2680	350	487	273	112173	19630275	1,783880000	1,391430000	0,780000000	1,137906119	An	W	GN	C
1138	3	2150	2600	450	1171	1485	1519253	341831925	0,788552000	2,602220000	3,300000000	1,157601351	An	NW	GN	C
1139	1	2400	2700	300	697	470	232656	34898400	1,482980000	2,323330000	1,566670000	1,147458866	An	SW	GN	C
1140	2	2250	2530	280	668	1199	802131	112298340	0,557131000	2,385710000	4,282140000	1,150279473	An	NW	GN	C
1141	1	2380	2600	220	236	379	64981	7147910	0,622691000	1,072730000	1,722730000	1,094456104	An	N	GN	B
1142	1	2380	2600	220	374	302	77709	8547990	1,238410000	1,700000000	1,372730000	1,083799789	An	NE	GN	B
1143	2	2030	2550	520	1159	1809	1516620	394321200	0,640685000	2,228850000	3,478850000	1,120810208	An	N	GN	C
1144	1	2430	2550	120	312	421	70991	4259460	0,741093000	2,600000000	3,508330000	1,179447992	An	W	GN	B
1145	1	2340	2490	150	331	371	97297	7297275	0,892183000	2,206670000	2,473330000	1,066250706	An	N	GN	B
1146	1	2220	2420	200	389	614	201971	20197100	0,633550000	1,945000000	3,070000000	1,078385161	An	SE	GN	C

1147	2	2280	2610	330	755	763	346080	57103200	0,989515000	2,287880000	2,312120000	1,138860720	An	N	GN	C
1148	2	2290	2550	260	451	502	226069	29388970	0,898406000	1,734620000	1,930770000	1,087519893	An	NW	GN	B
1149	1	2360	2610	250	381	465	122802	15350250	0,819355000	1,524000000	1,860000000	1,186560850	An	N	GN	C
1150	1	2440	2580	140	246	371	82546	5778220	0,663073000	1,757140000	2,650000000	1,141897046	An	N	GN	B
1151	2	2300	2680	380	622	1221	652086	123896340	0,509419000	1,636840000	3,213160000	1,117175165	An	NE	GN	C
1152	1	2450	2580	130	249	298	83169	5405985	0,835570000	1,915380000	2,292310000	1,211953111	An	W	GN	B
1153	1	2380	2580	200	382	468	104027	10402700	0,816239000	1,910000000	2,340000000	1,065294053	An	NE	GN	B
1154	1	2250	2500	250	503	288	79730	9966250	1,746530000	2,012000000	1,152000000	1,142905687	An	E	GN	B
1155	1	2250	2580	330	794	603	517196	85337340	1,316750000	2,406060000	1,827270000	1,124592973	An	S	GN	B
1156	1	2160	2540	380	912	1083	809628	153829320	0,842105000	2,400000000	2,850000000	1,113276814	An	SE	GR	B
1157	1	2330	2550	220	756	821	454532	49998520	0,920828000	3,436360000	3,731820000	1,083290838	An	S	GR	C
1158	2	1950	2500	550	893	855	577780	158889500	1,044440000	1,623640000	1,554550000	1,106307802	An	SW	GN	B
1159	1	2280	2450	170	253	394	73108	6214180	0,642132000	1,488240000	2,317650000	1,163289123	An	S	GN	C
1160	2	2300	2550	250	537	635	272172	34021500	0,845669000	2,148000000	2,540000000	1,055488103	An	S	GN	B
1161	1	2360	2500	140	285	461	120144	8410080	0,618221000	2,035710000	3,292860000	1,086489350	An	SE	GN	B
1162	2	2330	2650	320	1042	1084	869396	139103360	0,961255000	3,256250000	3,387500000	1,083102253	An	SW	GN	B
1163	1	2450	2600	150	438	503	219396	16454700	0,870775000	2,920000000	3,353330000	1,130433896	An	SW	GN	B
1164	1	2420	2650	230	582	531	227309	26140535	1,096050000	2,530430000	2,308700000	1,146675962	An	SW	GN	B
1165	1	2330	2630	300	435	325	100571	15085650	1,338460000	1,450000000	1,083330000	1,151047229	An	W	GN	C
1166	1	2390	2600	210	971	701	385761	40504905	1,385160000	4,623810000	3,338100000	1,136833706	An	S	GN	B
1167	1	2230	2450	220	793	329	112536	12378960	2,410330000	3,604550000	1,495450000	1,504387980	An	S	GN	B
1168	2	2260	2550	290	1041	2231	1965094	284938630	0,466607000	3,589660000	7,693100000	1,167364419	An	NW	GN	B
1169	1	2380	2570	190	397	508	142682	13554790	0,781496000	2,089470000	2,673680000	1,147848378	An	W	GN	B
1170	1	2400	2640	240	412	899	357016	42841920	0,458287000	1,716670000	3,745830000	1,136390257	An	N	GN	B
1171	1	2380	2800	420	587	771	283914	59621940	0,761349000	1,397620000	1,835710000	1,152021908	An	NE	GN	C
1172	1	2490	2630	140	313	239	33045	2313150	1,309620000	2,235710000	1,707140000	1,329912890	An	SE	GN	B
1173	2	2220	2650	430	1820	1641	2182548	469247820	1,109080000	4,232560000	3,816280000	1,178717215	An	N	GN	B
1174	1	2400	2750	350	836	1232	808970	141569750	0,678571000	2,388570000	3,520000000	1,101183950	An	NW	GN	B
1175	1	2440	2530	90	418	435	155861	7013745	0,960920000	4,644440000	4,833330000	1,143978478	An	NE	GN	B
1176	1	2220	2600	380	848	1298	729057	138520830	0,653313000	2,231580000	3,415790000	1,116025594	An	N	GN	B
1177	1	2220	2500	280	479	429	154181	21585340	1,116550000	1,710710000	1,532140000	1,114273033	An	NE	GN	B
1178	1	2100	2480	380	841	1037	663313	126029470	0,810993000	2,213160000	2,728950000	1,093825699	An	N	GN	B
1179	1	2140	2550	410	843	709	518619	106316895	1,189000000	2,056100000	1,729270000	1,055673960	An	NW	GN	B
1180	1	2300	2550	250	484	561	196816	24602000	0,862745000	1,936000000	2,244000000	1,161089838	An	S	SCH	B
1181	1	2370	2580	210	349	733	195482	20525610	0,476126000	1,661900000	3,490480000	1,221191571	An	SE	SCH	B
1182	1	2320	2560	240	426	735	271431	32571720	0,579592000	1,775000000	3,062500000	1,185795077	An	S	SCH	B
1183	1	2350	2510	160	411	475	178901	14312080	0,865263000	2,568750000	2,968750000	1,092453008	An	SE	SCH	A

1184	1	2230	2550	320	607	680	342602	54816320	0,892647000	1,896880000	2,125000000	1,068479016	An	SE	SCH	A
1185	2	2160	2550	390	1290	1165	1099602	214422390	1,107300000	3,307690000	2,987180000	1,086285057	An	S	SCH	B
1186	1	2400	2600	200	368	420	96184	9618400	0,876190000	1,840000000	2,100000000	1,127886814	An	SE	SCH	B
1187	1	2460	2560	100	362	366	102057	5102850	0,989071000	3,620000000	3,660000000	1,107315525	An	E	SCH	B
1188	1	2380	2650	270	484	493	154051	20796885	0,981744000	1,792590000	1,825930000	1,102524757	An	W	SCH	B
1189	1	2460	2690	230	625	849	415158	47743170	0,736160000	2,717390000	3,691300000	1,100661611	An	S	SCH	B
1190	1	2490	2750	260	508	610	224236	29150680	0,832787000	1,953850000	2,346150000	1,074084153	An	E	SCH	B
1191	1	2350	2650	300	523	874	405485	60822750	0,598398000	1,743330000	2,913330000	1,144279878	An	S	SCH	B
1192	1	2350	2580	230	345	311	65539	7536985	1,109320000	1,500000000	1,352170000	1,133863358	An	E	SCH	B
1193	1	2350	2650	300	503	358	133628	20044200	1,405030000	1,676670000	1,193330000	1,147512660	An	E	SCH	B
1194	1	2600	2800	200	556	906	407053	40705300	0,613687000	2,780000000	4,530000000	1,115102665	An	E	GN	C
1195	1	1880	2050	170	635	755	350795	29817575	0,841060000	3,735290000	4,441180000	1,084505065	As	E	GR	A
1196	1	1790	2060	270	752	611	372996	50354460	1,230770000	2,785190000	2,262960000	1,056815524	As	E	GR	A
1197	1	1790	1890	100	404	370	94271	4713550	1,091890000	4,040000000	3,700000000	1,066690468	As	S	GR	A
1198	1	2220	2320	100	474	694	249948	12497400	0,682997000	4,740000000	6,940000000	1,126804268	As	SE	GR	A
1199	1	2030	2300	270	845	1106	670909	90572715	0,764014000	3,129630000	4,096300000	1,081761147	As	SE	MIX	A
1200	1	2040	2350	310	808	691	367742	57000010	1,169320000	2,606450000	2,229030000	1,083875889	As	W	GR	A
1201	1	1960	2350	390	976	555	397988	77607660	1,758560000	2,502560000	1,423080000	1,146958309	Cc	N	SCH	B
1202	2	2130	2520	390	1289	1369	1616114	315142230	0,941563000	3,305130000	3,510260000	1,138352119	Cc	N	MIX	B
1203	1	1750	2150	400	499	431	178036	35607200	1,157770000	1,247500000	1,077500000	1,100452162	An	N	MIG	B
1204	1	1950	2150	200	322	534	103974	10397400	0,602996000	1,610000000	2,670000000	1,464496469	An	SE	MIG	B
1205	2	2000	2300	300	571	683	281421	42213150	0,836018000	1,903330000	2,276670000	1,154986270	An	N	MIG	B
1206	1	2080	2250	170	188	229	33400	2839000	0,820961000	1,105880000	1,347060000	1,126794914	An	E	MIG	B
1207	1	2100	2300	200	311	421	123176	12317600	0,738717000	1,555000000	2,105000000	1,032845426	An	NE	MIG	B
1208	1	2200	2300	100	264	239	49681	2484050	1,104600000	2,640000000	2,390000000	1,066909695	An	N	MIG	B
1209	1	2050	2170	120	379	296	86343	5180580	1,280410000	3,158330000	2,466670000	1,201948924	An	N	MIG	B
1210	1	1890	2170	280	313	333	99519	13932660	0,939940000	1,117860000	1,189290000	1,098990992	An	NE	MIG	B
1211	1	1980	2270	290	482	361	151489	21965905	1,335180000	1,662070000	1,244830000	1,104560908	An	NE	MIG	B
1212	1	1950	2250	300	438	366	134876	20231400	1,196720000	1,460000000	1,220000000	1,135278326	An	E	MIG	B
1213	1	2030	2290	260	404	410	115623	15030990	0,985366000	1,553850000	1,576920000	1,141541142	An	E	SCH	B
1214	1	2190	2240	50	231	293	59668	1491700	0,788396000	4,620000000	5,860000000	1,166395632	An	E	CALC	C
1215	1	2030	2380	350	541	535	221506	38763550	1,011210000	1,545710000	1,528570000	1,065698270	An	E	SCH	C
1216	2	2010	2300	290	604	779	474059	68738555	0,775353000	2,082760000	2,686210000	1,092293121	An	SE	SCH	C
1217	1	2230	2380	150	272	272	48606	3645450	1,000000000	1,813330000	1,813330000	1,106793035	An	SE	SCH	C
1218	1	2190	2400	210	358	348	105149	11040645	1,028740000	1,704760000	1,657140000	1,066554735	An	E	SCH	C
1219	1	1940	2400	460	654	807	523895	120495850	0,810409000	1,421740000	1,754350000	1,104128701	An	E	MIX	C
1220	1	2150	2490	340	562	654	351491	59753470	0,859327000	1,652940000	1,923530000	1,149569087	An	SE	GN	C

1221	1	1950	2450	500	882	699	366945	91736250	1,261800000	1,764000000	1,398000000	1,105542592	An	S	GN	C
1222	1	2450	2600	150	413	330	109917	8243775	1,251520000	2,753330000	2,200000000	1,089963483	An	S	GN	C
1223	1	2360	2600	240	371	318	102539	12304680	1,166670000	1,545830000	1,325000000	1,124971732	As	NE	GR	C
1224	1	2350	2500	150	677	1053	559451	41958825	0,642925000	4,513330000	7,020000000	1,100523984	As	NW	GR	C
1225	1	2320	2460	140	600	600	333435	23340450	1,000000000	4,285710000	4,285710000	1,096745861	As	NW	GR	C
1226	2	2220	2630	410	1044	1391	1233780	252924900	0,750539000	2,546340000	3,392680000	1,094849467	As	N	GR	C
1227	1	2270	2600	330	568	639	276498	45622170	0,888889000	1,721210000	1,936360000	1,134107539	As	N	GN	C
1228	1	2390	2520	130	235	620	104457	6789705	0,379032000	1,807690000	4,769230000	1,317963625	An	W	GN	B
1229	1	2080	2350	270	450	971	384493	51906555	0,463440000	1,666670000	3,596300000	1,134612286	As	NW	GR	C
1230	2	1780	2350	570	1443	1294	1398282	398510370	1,115150000	2,531580000	2,270180000	1,072089237	As	NW	GR	C
1231	1	2140	2330	190	563	434	166531	15820445	1,297240000	2,963160000	2,284210000	1,102575642	Cc	SW	GN	B
1232	1	2460	2580	120	255	347	65767	3946020	0,734870000	2,125000000	2,891670000	1,120896259	Cc	N	GN	B
1233	1	2460	2560	100	264	238	51096	2554800	1,109240000	2,640000000	2,380000000	1,099455632	Cc	N	GN	B
1234	1	2130	2350	220	545	508	193155	21247050	1,072830000	2,477270000	2,309090000	1,229167454	Cc	NW	SCH	B
1235	1	2070	2310	240	1720	1004	1441634	172996080	1,713150000	7,166670000	4,183330000	1,134083527	Cc	N	SCH	B
1236	1	2140	2280	140	413	523	139920	9794400	0,789675000	2,950000000	3,735710000	1,171188526	An	NW	GN	C
1237	2	2180	2500	320	957	623	525580	84092800	1,536120000	2,990630000	1,946870000	1,157611430	An	NE	GN	C
1238	1	2320	2500	180	369	272	60423	5438070	1,356620000	2,050000000	1,511110000	1,129247682	An	NE	GN	C
1239	1	2390	2550	160	254	308	61625	4930000	0,824675000	1,587500000	1,925000000	1,096589539	An	N	GN	C
1240	1	2400	2570	170	426	386	136314	11586690	1,103630000	2,505880000	2,270590000	1,101004265	An	NE	GN	C
1241	2	2350	2700	350	983	974	775966	135794050	1,009240000	2,808570000	2,782860000	1,114110671	An	E	GN	C
1242	1	2510	2660	150	404	501	166532	12489900	0,806387000	2,693330000	3,340000000	1,079069222	An	E	GN	C
1243	3	2200	2700	500	1811	1380	2275448	568862000	1,312320000	3,622000000	2,760000000	1,219857701	An	NE	GN	C
1244	2	2230	2700	470	1297	631	632910	148733850	2,055470000	2,759570000	1,342550000	1,433245483	An	NE	GN	C
1245	1	2540	2630	90	243	263	57825	2602125	0,923954000	2,700000000	2,922220000	1,130874639	An	NE	GN	C
1246	1	2220	2340	120	254	268	77501	4650060	0,947761000	2,116670000	2,233330000	1,113625817	An	N	SCH	C
1247	1	2210	2400	190	644	1019	587534	55815730	0,631992000	3,389470000	5,363160000	1,133520727	An	N	SCH	C
1248	2	2000	2250	250	939	1123	780934	97616750	0,836153000	3,756000000	4,492000000	1,172489640	An	NE	MIX	C
1249	1	2100	2250	150	246	357	69885	5241375	0,689076000	1,640000000	2,380000000	1,072430924	An	E	SCH	B
1250	1	2100	2390	290	677	367	150539	21828155	1,844690000	2,334480000	1,265520000	1,065871153	An	N	SCH	C
1251	1	2150	2250	100	259	285	50440	2522000	0,908772000	2,590000000	2,850000000	1,149287826	An	NW	SCH	C
1252	1	1750	1900	150	589	655	265693	19926975	0,899237000	3,926670000	4,366670000	1,060617938	H	NE	CALC	A
1253	1	2900	3140	240	355	288	73485	8818200	1,232640000	1,479170000	1,200000000	1,071847815	Cc	E	SCH	C
1254	1	2150	2400	250	269	201	33355	4169375	1,338310000	1,076000000	0,804000000	1,070404715	Cc	S	GN	C
1255	1	2220	2400	180	250	214	38625	3476250	1,168220000	1,388890000	1,188890000	1,108098343	Cc	SE	GN	C
1256	2	2200	2400	200	1014	928	715366	71536600	1,092670000	5,070000000	4,640000000	1,075291312	An	NE	GN	C
1257	1	2230	2260	30	783	792	369639	5544585	0,988636000	26,100000000	26,400000000	1,097794621	An	E	GN	C

1258	1	2230	2400	170	494	775	243575	20703875	0,637419000	2,905880000	4,558820000	1,200894756	An	NW	GN	C
1259	1	2350	2510	160	777	1044	680011	54400880	0,744253000	4,856250000	6,525000000	1,191148887	An	SE	GN	C
1260	2	2250	2600	350	825	956	537030	93980250	0,862971000	2,357140000	2,731430000	1,097086416	As	S	GN	C
1261	1	2430	2600	170	353	290	69240	5885400	1,217240000	2,076470000	1,705880000	1,084918798	As	S	GR	C
1262	1	2180	2320	140	309	237	54416	3809120	1,303800000	2,207140000	1,692860000	1,078690362	As	S	MIX	A
1263	1	2200	2400	200	405	407	117916	11791600	0,995086000	2,025000000	2,035000000	1,113957371	As	S	MIX	A
1264	1	2300	2450	150	396	289	96704	7252800	1,370240000	2,640000000	1,926670000	1,176557098	As	S	MIX	A
1265	1	2280	2450	170	461	482	196483	16701055	0,956432000	2,711760000	2,835290000	1,093978125	As	SE	MIX	A
1266	1	2130	2300	170	275	336	70513	5993605	0,818452000	1,617650000	1,976470000	1,147319595	As	N	MIX	A
1267	1	1900	2150	250	420	343	56213	7026625	1,224490000	1,680000000	1,372000000	1,163632184	As	E	MIX	A
1268	1	1770	1940	170	651	524	120239	10220315	1,242370000	3,829410000	3,082350000	1,164158752	As	SE	GR	A
1269	1	1850	2060	210	432	447	89558	9403590	0,966443000	2,057140000	2,128570000	1,163210243	As	S	GR	A
1270	1	1950	2300	350	778	532	287689	50345575	1,462410000	2,222860000	1,520000000	1,097104325	An	W	SCH	B
1271	1	1920	2050	130	302	370	65385	4250025	0,816216000	2,323080000	2,846150000	1,182635667	D	SE	GR	B
1272	1	1680	1730	50	284	301	71312	1782800	0,943522000	5,680000000	6,020000000	1,111295825	I	SE	GR	A
1273	1	1900	2480	580	823	526	391380	113500200	1,564640000	1,418970000	0,906897000	1,116468765	As	W	GR	C
1274	1	2390	2600	210	408	386	108532	11395860	1,056990000	1,942860000	1,838100000	1,123440777	Cc	NW	SCH	C
1275	1	1970	2400	430	671	524	151436	32558740	1,280530000	1,560470000	1,218600000	1,208415498	Cc	N	GN	B
1276	1	2150	2550	400	753	959	535296	107059200	0,785193000	1,882500000	2,397500000	1,125465916	An	N	GN	B
1277	3	2150	2500	350	1633	3168	5126124	897071700	0,515467000	4,665710000	9,051430000	1,205955236	As	SE	MIX	B
1278	1	2180	2300	120	202	274	43535	2612100	0,737226000	1,683330000	2,283330000	1,135678131	Cc	N	GN	B
1279	1	2120	2250	130	314	462	101079	6570135	0,679654000	2,415380000	3,553850000	1,101124852	Cp	E	GN	A
1280	2	2370	2570	200	539	1147	442888	44288800	0,469922000	2,695000000	5,735000000	1,188998099	As	NW	SCH	C
1281	3	2230	2600	370	1404	1622	1770380	327520300	0,865598000	3,794590000	4,383780000	1,096105980	As	N	SCH	C
1282	1	1950	2300	350	617	806	327884	57379700	0,765509000	1,762860000	2,302860000	1,115351002	Cc	NW	MIG	B
1283	1	1500	1660	160	376	188	76901	6152080	2,000000000	2,350000000	1,175000000	1,245118470	F	E	GR	A
1284	1	1530	1690	160	494	493	211833	16946640	1,002030000	3,087500000	3,081250000	1,064628925	G	SE	MIG	A
1285	1	1430	1580	150	501	431	188640	14148000	1,162410000	3,340000000	2,873330000	1,206768783	G	S	MIG	A
1286	2	1550	1790	240	842	954	735436	88252320	0,882600000	3,508330000	3,975000000	1,053938614	I	S	MIX	A
1287	1	1640	1730	90	571	813	336629	15148305	0,702337000	6,344440000	9,033330000	1,092016599	I	NE	MIX	A
1288	2	1600	1780	180	926	729	529012	47611080	1,270230000	5,144440000	4,050000000	1,145317605	I	E	CALC	A
1289	1	1620	1740	120	274	316	72789	4367340	0,867089000	2,283330000	2,633330000	1,369725909	I	SE	CALC	A
1290	1	1670	1780	110	384	523	167776	9227680	0,734226000	3,490910000	4,754550000	1,064042113	I	N	CALC	A
1291	1	1560	1800	240	559	489	187538	22504560	1,143150000	2,329170000	2,037500000	1,078074092	I	E	CALC	A
1292	1	1550	1680	130	304	374	88156	5730140	0,812834000	2,338460000	2,876920000	1,115417388	I	E	CALC	A
1293	2	1450	1750	300	868	1200	902799	135419850	0,723333000	2,893330000	4,000000000	1,050109957	I	NE	MIX	B
1294	2	1520	2010	490	972	972	597017	146269165	1,000000000	1,983670000	1,983670000	1,070448723	I	NW	MIX	B

1295	3	1720	2250	530	2294	1525	2868950	760271750	1,504260000	4,328300000	2,877360000	1,167486264	An	NE	MIX	B
1296	2	1620	1950	330	897	1138	864564	142653060	0,788225000	2,718180000	3,448480000	1,070652008	I	S	MIX	B
1297	1	1590	1760	170	632	792	491261	41757185	0,797980000	3,717650000	4,658820000	1,042813201	I	NW	MIX	A
1298	1	2050	2120	70	169	179	18390	643650	0,944134000	2,414290000	2,557140000	1,129546766	An	E	GR	A
1299	1	2000	2150	150	355	330	91889	6891675	1,075760000	2,366670000	2,200000000	1,142777959	An	NE	GR	A
1300	1	2000	2130	130	136	227	25943	1686295	0,599119000	1,046150000	1,746150000	1,164680486	An	NE	GR	A
1301	2	1590	1820	230	779	873	457889	52657235	0,892325000	3,386960000	3,795650000	1,104742394	I	E	CALC	A

Annexe D

Résultats des tests de dépendance et de significativité réalisées en vue de l'analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens

Abréviations associées au paramètre massif d'appartenance :

An- Carlit nord
As- Carlit sud
B- Campcardos
Cc- Aston des crêtes
CP- Aston des plateaux
D- Bassiès
E- Mont Ceint
F- Trois Seigneurs
G- Arize
H- Tabe
I- Pailhères.

Abréviations associées au paramètre type de crête :

A- Cirques isolés mordant sur de larges topographies planes ou molles. Cela concerne des surfaces d'aplanissement néogènes plus ou moins dégradées mais aussi de larges panneaux de versants régularisés par les processus d'érosion périglaciaires
B- Cirques mordant sur des lanières étroites de paléotopographies pré-quaternaires (crêtes en boulevard) ou sur des panneaux étroits de versants réglés et en partie adossés à des crêtes de recoupement glaciaire
C- Cirques dominés principalement par des crêtes de recoupement glaciaire.

Abréviations associées au paramètre lithologie :

GR : Cirques exclusivement taillés dans des granites
GN : Cirques exclusivement taillés dans des gneiss
MIG : Cirques exclusivement taillés dans des migmatites
SCH : Cirques exclusivement taillés dans des schistes
CALC : Cirques exclusivement taillés dans des calcaires ou des marbres
MIX : Cela concerne des cirques à cheval sur plusieurs types de roches

Tabl. D1 : Analyse croisée de la longueur et de la localisation des cirques élémentaires par massifs d'appartenance

Croisement massifs / longueur																				
Khi ² (valeur observée) = 110,366 Khi ² (valeur critique) = 67,505 p-value = < 0,0001 alpha = 0,05 Degré de liberté = 50																				
	loA			loB			loC			loD			loE			loF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
An	4	6,839	1,178	43	35,333	1,664	53	51,037	0,076	30	33,560	0,378	5	7,345	0,749	0	0,886	0,886	135	4,930
As	0	6,079	6,079	16	31,407	7,558	52	45,366	0,970	41	29,831	4,182	9	6,529	0,935	2	0,788	1,864	120	21,588
B	1	3,039	1,368	10	15,704	2,072	23	22,683	0,004	20	14,916	1,733	6	3,265	2,292	0	0,394	0,394	60	7,864
Cc	25	18,186	2,553	107	93,960	1,810	142	135,720	0,291	70	89,245	4,150	13	19,533	2,185	2	2,357	0,054	359	11,043
Cp	2	3,495	0,640	18	18,059	0,0002	26	26,085	0,0003	18	17,153	0,042	5	3,754	0,413	0	0,453	0,453	69	1,548
D	4	3,850	0,006	18	19,891	0,180	28	28,732	0,019	19	18,893	0,001	5	4,135	0,181	2	0,499	4,514	76	4,900
E	7	1,165	29,221	3	6,020	1,515	5	8,695	1,570	7	5,718	0,288	1	1,251	0,051	0	0,151	0,151	23	32,796
F	1	4,002	2,252	20	20,676	0,022	31	29,866	0,043	24	19,639	0,968	3	4,298	0,392	0	0,519	0,519	79	4,196
G	0	0,811	0,811	1	4,188	2,426	6	6,049	0,000	7	3,977	2,297	2	0,871	1,465	0	0,105	0,105	16	7,105
H	5	3,951	0,278	24	20,415	0,630	21	29,488	2,443	19	19,390	0,008	8	4,244	3,324	1	0,512	0,465	78	7,148
I	5	2,583	2,260	19	13,348	2,393	16	19,280	0,558	10	12,678	0,566	1	2,775	1,135	0	0,335	0,335	51	7,248
Total	54	54	46,647	279	279	20,269	403	403	5,975	265	265	14,611	58	58	13,123	7	7	9,740	1066	110,366

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. loA :]93 m – 200 m], loB :]200 m – 350 m], loC :]350 m – 550 m], loD :]550 m – 850 m], loE :]850 m – 1300 m], loF :]1300 m – 1850 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D2 : Analyse croisée de la largeur et de la localisation des cirques élémentaires par massifs d'appartenance

Croisement massifs / largeur																				
Khi ² (valeur observée) = 96,983 Khi ² (valeur critique) = 67,505 p-value = < 0,0001 alpha = 0,05 Degré de liberté = 50																				
	laA			laB			laC			laD			laE			laF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
An	4	7,978	1,984	52	39,765	3,764	42	46,098	0,364	11	15,324	1,220	17	16,463	0,017	9	9,371	0,015	135	7,364
As	1	7,092	5,233	23	35,347	4,313	43	40,976	0,100	22	13,621	5,154	15	14,634	0,009	16	8,330	7,062	120	21,871
B	7	3,546	3,364	16	17,674	0,158	17	20,488	0,594	9	6,811	0,704	9	7,317	0,387	2	4,165	1,125	60	6,333
Cc	27	21,217	1,576	112	105,747	0,370	126	122,585	0,095	39	40,750	0,075	35	43,780	1,761	20	24,921	0,972	359	4,849
Cp	0	4,078	4,078	17	20,325	0,544	26	23,561	0,252	9	7,832	0,174	12	8,415	1,528	5	4,790	0,009	69	6,585
D	7	4,492	1,401	19	22,386	0,512	26	25,951	0,000	10	8,627	0,219	9	9,268	0,008	5	5,276	0,014	76	2,154
E	7	1,359	23,408	4	6,775	1,137	7	7,854	0,093	1	2,611	0,994	2	2,805	0,231	2	1,597	0,102	23	25,964
F	2	4,669	1,526	24	23,270	0,023	33	26,976	1,345	6	8,967	0,982	12	9,634	0,581	2	5,484	2,213	79	6,670
G	0	0,946	0,946	2	4,713	1,562	5	5,463	0,039	2	1,816	0,019	4	1,951	2,151	3	1,111	3,214	16	7,930
H	6	4,610	0,419	23	22,976	0,000	24	26,634	0,261	8	8,854	0,082	9	9,512	0,028	8	5,415	1,234	78	2,024
I	2	3,014	0,341	22	15,023	3,241	15	17,415	0,335	4	5,789	0,553	6	6,220	0,008	2	3,540	0,670	51	5,148
Total	63	63	44,276	314	314	15,623	364	364	3,479	121	121	10,175	130	130	6,709	74	74	16,631	1066	96,893

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. laA :]97 m – 200 m], laB :]200 m – 350 m], laC :]350 m – 550 m], laD :]650 m – 850 m], laE :]650 m – 850 m], laF :]850 m – 2011 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D3 : Analyse croisée de l'amplitude et de la localisation des cirques élémentaires par massifs d'appartenance

Croisement massifs / amplitude																			
Khi ² (valeur observée) = 171,667 Khi ² (valeur critique) = 67,505 p-value = < 0,0001 alpha = 0,05 Degré de liberté = 50																			
	amA			amB			amC			amD			amE			amF			Total
	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	N
An	12	8,612	1,333	50	53,823	0,272	42	41,665	0,003	21	21,276	0,004	10	8,865	0,145	0	0,760	0,760	135
As	3	7,655	2,831	37	47,842	2,457	44	37,036	1,310	23	18,912	0,884	13	7,880	3,327	0	0,675	0,675	120
B	0	3,827	3,827	7	23,921	11,970	23	18,518	1,085	24	9,456	22,370	6	3,940	1,077	0	0,338	0,338	60
Cc	19	22,901	0,664	141	143,129	0,032	119	110,798	0,607	55	56,578	0,044	23	23,574	0,014	2	2,021	0,0002	359
Cp	6	4,402	0,581	35	27,509	2,040	20	21,295	0,079	4	10,874	4,346	4	4,531	0,062	0	0,388	0,388	69
D	2	4,848	1,673	26	30,300	0,610	24	23,456	0,013	14	11,977	0,342	6	4,991	0,204	4	0,428	29,831	76
E	3	1,467	1,601	10	9,170	0,075	5	7,098	0,620	4	3,625	0,039	1	1,510	0,172	0	0,129	0,129	23
F	1	5,039	3,238	44	31,496	4,964	25	24,382	0,016	5	12,450	4,458	4	5,188	0,272	0	0,445	0,445	79
G	2	1,021	0,940	8	6,379	0,412	2	4,938	1,748	2	2,522	0,108	2	1,051	0,858	0	0,090	0,090	16
H	7	4,976	0,824	38	31,098	1,532	17	24,073	2,078	15	12,293	0,596	1	5,122	3,317	0	0,439	0,439	78
I	13	3,253	29,201	29	20,333	3,694	8	15,740	3,806	1	8,038	6,162	0	3,349	3,349	0	0,287	0,287	51
Total	68	68	46,713	425	425	28,057	329	329	11,364	168	168	39,352	70	70	12,798	6	6	33,383	1066

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. amA :]20 m – 100 m], amB :]100 m – 200 m], amC :]200 m – 300 m], amD :]300 m – 400 m], amE :]400 m – 600 m], amF :]600 m – 1070 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D4 : Analyse croisée de la longueur et de l'orientation des cirques élémentaires

Croisement orientation / longueur																			
Khi ² (valeur observée) = 69,497 Khi ² (valeur critique) = 49,802 p-value = 0,00046 alpha = 0,05 Degré de liberté = 35																			
	loA			loB			loC			loD			loE			loF			Total
	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	N
N	7	8,814	0,373	53	45,540	1,222	59	65,780	0,699	41	43,255	0,118	13	9,467	1,318	1	1,143	0,018	174
NE	5	8,713	1,582	29	45,017	5,699	74	65,024	1,239	45	42,758	0,118	18	9,358	7,980	1	1,129	0,015	172
E	13	11,752	0,132	74	60,720	2,904	89	87,707	0,019	51	57,674	0,772	4	12,623	5,890	1	1,523	0,180	232
SE	8	7,295	0,068	44	37,689	1,057	51	54,439	0,217	29	35,797	1,291	10	7,835	0,598	2	0,946	1,176	144
S	15	6,484	11,185	36	33,501	0,186	47	48,390	0,040	26	31,820	1,064	4	6,964	1,262	0	0,841	0,841	128
SW	2	3,242	0,476	14	16,750	0,452	19	24,195	1,115	25	15,910	5,194	3	3,482	0,067	1	0,420	0,800	64
W	3	4,053	0,273	18	20,938	0,412	30	30,244	0,002	26	19,887	1,879	3	4,353	0,420	0	0,525	0,525	80
NW	1	3,647	1,921	11	18,844	3,265	34	27,220	1,689	22	17,899	0,940	3	3,917	0,215	1	0,473	0,588	72
Total	54	54	16,012	279	279	15,198	403	403	5,021	265	265	11,375	58	58	17,751	7	7	4,142	1066

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. loA :]93 m – 200 m], loB :]200 m – 350 m], loC :]350 m – 550 m], loD :]550 m – 850 m], loE :]850 m – 1300 m], loF :]1300 m – 1850 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D5 : Analyse croisée de la largeur et de l'orientation des cirques élémentaires

Croisement orientation / largeur																			
Khi ² (valeur observée) = 55,991				Khi ² (valeur critique) = 49,802				p-value = 0,014				alpha = 0,05				Degré de liberté = 35			
	laA			laB			laC			laD			laE			laF			Total
	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	N
N	11	10,283	0,050	53	51,253	0,060	53	59,415	0,693	18	19,750	0,155	21	21,220	0,002	18	12,079	2,903	174
NE	5	10,165	2,624	49	50,664	0,055	66	58,732	0,899	18	19,523	0,119	23	20,976	0,195	11	11,940	0,074	172
E	17	13,711	0,789	82	68,338	2,731	72	79,220	0,658	27	26,334	0,017	24	28,293	0,651	10	16,105	2,314	232
SE	7	8,510	0,268	34	42,417	1,670	57	49,171	1,247	17	16,345	0,026	16	17,561	0,139	13	9,996	0,903	144
S	14	7,565	5,474	42	37,704	0,490	39	43,707	0,507	18	14,529	0,829	13	15,610	0,436	2	8,886	5,336	128
SW	5	3,782	0,392	16	18,852	0,431	23	21,854	0,060	6	7,265	0,220	9	7,805	0,183	5	4,443	0,070	64
W	4	4,728	0,112	25	23,565	0,087	30	27,317	0,264	9	9,081	0,001	6	9,756	1,446	6	5,553	0,036	80
NW	0	4,255	4,255	13	21,208	3,177	24	24,585	0,014	8	8,173	0,004	18	8,780	9,680	9	4,998	3,204	72
Total	63	63	13,965	314	314	8,701	364	364	4,341	121	121	1,371	130	130	12,734	74	74	14,839	1066

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. laA :]97 m – 200 m], laB :]200 m – 350 m], laC :]350 m – 550 m], laD :]650 m – 850 m], laE :]650 m – 850 m], laF :]850 m – 2011 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D6 : Analyse croisée de l'amplitude et de l'orientation des cirques élémentaires

Croisement orientation / amplitude																			
Khi ² (valeur observée) = 92,043				Khi ² (valeur critique) = 49,802				p-value = < 0,0001				alpha = 0,05				Degré de liberté = 35			
	amA			amB			amC			amD			amE			amF			Total
	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	No	Nth	χ^2	N
N	7	11,099	1,514	62	69,371	0,783	55	53,702	0,031	35	27,422	2,094	15	11,426	1,118	0	0,979	0,979	174
NE	7	10,972	1,438	56	68,574	2,306	61	53,084	1,180	35	27,107	2,298	13	11,295	0,258	0	0,968	0,968	172
E	18	14,799	0,692	112	92,495	4,113	66	71,602	0,438	28	36,563	2,005	7	15,235	4,451	1	1,306	0,072	232
SE	11	9,186	0,358	71	57,411	3,217	37	44,443	1,246	15	22,694	2,609	6	9,456	1,263	4	0,811	12,551	144
S	15	8,165	5,721	56	51,032	0,484	43	39,505	0,309	10	20,173	5,130	4	8,405	2,309	0	0,720	0,720	128
SW	4	4,083	0,002	24	25,516	0,090	20	19,752	0,003	11	10,086	0,083	5	4,203	0,151	0	0,360	0,360	64
W	3	5,103	0,867	22	31,895	3,070	27	24,690	0,216	21	12,608	5,586	7	5,253	0,581	0	0,450	0,450	80
NW	3	4,593	0,552	22	28,705	1,566	20	22,221	0,222	13	11,347	0,241	13	4,728	14,473	1	0,405	0,873	72
Total	68	68	11,145	425	425	15,628	329	329	3,647	168	168	20,046	70	70	24,603	6	6	16,974	1066

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. amA :]20 m – 100 m], amB :]100 m – 200 m], amC :]200 m – 300 m], amD :]300 m – 400 m], amE :]400 m – 600 m], amF :]600 m – 1070 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D7 : Analyse croisée de la longueur et de l'altitude des planchers des cirques élémentaires occidentaux

Croisement altitude plancher cirques occidentaux / longueur																				
Khi ² (valeur observée) = 12,9				Khi ² (valeur critique) = 24,996				p-value = 0,61				alpha = 0,05				Degré de liberté = 15				
	loA			loB			loC			loD			loE			loF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
Alt.A	0	1,546	1,546	4	5,412	0,369	8	9,021	0,115	11	7,345	1,818	2	1,418	0,239	0	0,258	0,258	25	4,346
Alt.B	8	4,887	1,984	17	17,103	0,001	28	28,505	0,009	22	23,211	0,063	3	4,479	0,489	1	0,814	0,042	79	2,587
Alt.C	4	3,278	0,159	13	11,474	0,203	20	19,124	0,040	13	15,572	0,425	2	3,005	0,336	1	0,546	0,377	53	1,540
Alt.D	0	2,289	2,289	8	8,010	0,000	14	13,351	0,032	11	10,871	0,002	4	2,098	1,724	0	0,381	0,381	37	4,428
Total	12	12	5,978	42	42	0,572	70	70	0,196	57	57	2,308	11	11	2,789	2	2	1,058	194	12,900

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. Alt.A :]1140 m – 1450 m], Alt.B :]1450 m – 1750 m], Alt.C :]1750 m – 2050 m], Alt.D :]2050 m – 2460 m], loA :]93 m – 200 m], loB :]200 m – 350 m], loC :]350 m – 550 m], loD :]550 m – 850 m], loE :]850 m – 1300 m], loF :]1300 m – 1850 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D8 : Analyse croisée de la largeur et de l'altitude des planchers des cirques élémentaires occidentaux

Croisement altitude plancher cirques occidentaux / largeur																				
Khi ² (valeur observée) = 13,581 Khi ² (valeur critique) = 24,996 p-value = 0,558 alpha = 0,05 Degré de liberté = 15																				
	laA			laB			laC			laD			laE			laF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
Alt.A	0	2,062	2,062	8	6,314	0,450	6	9,149	1,084	2	2,448	0,082	6	3,479	1,826	3	1,546	1,366	25	6,871
Alt.B	9	6,515	0,947	20	19,954	0,000	30	28,912	0,041	6	7,737	0,390	11	10,995	0,000	3	4,887	0,728	79	2,107
Alt.C	4	4,371	0,032	11	13,387	0,425	24	19,397	1,092	5	5,191	0,007	5	7,376	0,766	4	3,278	0,159	53	2,481
Alt.D	3	3,052	0,001	10	9,345	0,046	11	13,541	0,477	6	3,624	1,558	5	5,149	0,004	2	2,289	0,036	37	2,123
Total	16	16	3,042	49	49	0,921	71	71	2,694	19	19	2,037	27	27	2,596	12	12	2,290	194	13,581

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. Alt.A :]1140 m – 1450 m], Alt.B :]1450 m – 1750 m], Alt.C :]1750 m – 2050 m], Alt.D :]2050 m – 2460 m], laA :]97 m – 200 m], laB :]200 m – 350 m], laC :]350 m – 550 m], laD :]650 m – 850 m], laE :]650 m – 850 m], laF :]850 m – 2011 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D9 : Analyse croisée de l'amplitude et de l'altitude des planchers des cirques élémentaires occidentaux

Croisement altitude plancher cirques occidentaux / amplitude																				
Khi ² (valeur observée) = 23,185				Khi ² (valeur critique) = 24,996				p-value = 0,08				alpha = 0,05				Degré de liberté = 15				
	amA			amB			amC			amD			amE			amF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
Alt.A	3	1,031	3,761	11	11,340	0,010	7	7,216	0,006	2	3,222	0,463	2	1,675	0,063	0	0,515	0,515	25	4,819
Alt.B	3	3,258	0,020	35	35,835	0,019	19	22,804	0,635	15	10,180	2,282	6	5,294	0,094	1	1,629	0,243	79	3,293
Alt.C	2	2,186	0,016	29	24,041	1,023	16	15,299	0,032	2	6,830	3,416	1	3,552	1,833	3	1,093	3,329	53	9,648
Alt.D	0	1,526	1,526	13	16,784	0,853	14	10,680	1,032	6	4,768	0,318	4	2,479	0,933	0	0,763	0,763	37	5,424
Total	8	8	5,323	88	88	1,905	56	56	1,705	25	25	6,479	13	13	2,923	4	4	4,850	194	23,185

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. Alt.A :]1140 m – 1450 m], Alt.B :]1450 m – 1750 m], Alt.C :]1750 m – 2050 m], Alt.D :]2050 m – 2460 m], amA :]20 m – 100 m], amB :]100 m – 200 m], amC :]200 m – 300 m], amD :]300 m – 400 m], amE :]400 m – 600 m], amF :]600 m – 1070 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D10 : Analyse croisée de la longueur et du type de crête auxquelles sont adossés les cirques élémentaires

Croisement type de crête / longueur																				
Khi ² (valeur observée) = 14,39				Khi ² (valeur critique) = 18,307				p-value = 0,156				alpha = 0,05				Degré de liberté = 10				
	loA			loB			loC			loD			loE			loF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
A	26	18,439	3,100	103	95,268	0,627	122	137,610	1,771	98	90,488	0,624	13	19,805	2,338	2	2,390	0,064	364	8,524
B	20	21,124	0,060	104	109,140	0,242	165	157,646	0,343	99	103,663	0,210	26	22,689	0,483	3	2,738	0,025	417	1,363
C	8	14,437	2,870	72	74,592	0,090	116	107,744	0,633	68	70,849	0,115	19	15,507	0,787	2	1,871	0,009	285	4,503
Total	54	54	6,030	279	279	0,960	403	403	2,746	265	265	0,948	58	58	3,608	7	7	0,098	1066	14,390

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. loA :]93 m – 200 m], loB :]200 m – 350 m], loC :]350 m – 550 m], loD :]550 m – 850 m], loE :]850 m – 1300 m], loF :]1300 m – 1850 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D11 : Analyse croisée de la largeur et du type de crête auxquelles sont adossés les cirques élémentaires

Croisement type de crête / largeur																				
Khi ² (valeur observée) = 13,039				Khi ² (valeur critique) = 18,307				p-value = 0,221				alpha = 0,05				Degré de liberté = 10				
	laA			laB			laC			laD			laE			laF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
A	24	21,512	0,288	112	107,220	0,213	131	124,293	0,362	31	41,317	2,576	48	44,390	0,294	18	25,268	2,091	364	5,823
B	24	24,644	0,017	129	122,831	0,310	138	142,390	0,135	53	47,333	0,678	43	50,854	1,213	30	28,947	0,038	417	2,392
C	15	16,843	0,202	73	83,949	1,428	95	97,317	0,055	37	32,350	0,668	39	34,756	0,518	26	19,784	1,953	285	4,824
Total	63	63	0,506	314	314	1,951	364	364	0,552	121	121	3,923	130	130	2,025	74	74	4,082	1066	13,039

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. laA :]97 m – 200 m], laB :]200 m – 350 m], laC :]350 m – 550 m], laD :]650 m – 850 m], laE :]650 m – 850 m], laF :]850 m – 2011 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D12 : Analyse croisée de l'amplitude et du type de crête auxquelles sont adossés les cirques élémentaires

Croisement type de crête / amplitude																				
Khi ² (valeur observée) = 66,681				Khi ² (valeur critique) = 18,307				p-value = < 0,0001				alpha = 0,05				Degré de liberté = 10				
	amA			amB			amC			amD			amE			amF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
A	34	23,220	5,005	191	145,122	14,504	91	112,341	4,054	32	57,366	11,216	16	23,902	2,613	0	2,049	2,049	364	39,441
B	23	26,600	0,487	147	166,252	2,229	139	128,699	0,825	79	65,719	2,684	27	27,383	0,005	2	2,347	0,051	417	6,282
C	11	18,180	2,836	87	113,626	6,239	99	87,960	1,386	57	44,916	3,251	27	18,715	3,668	4	1,604	3,578	285	20,958
Total	68	68	8,328	425	425	22,972	329	329	6,264	168	168	17,152	70	70	6,286	6	6	5,679	1066	66,681

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. amA :]20 m – 100 m], amB :]100 m – 200 m], amC :]200 m – 300 m], amD :]300 m – 400 m], amE :]400 m – 600 m], amF :]600 m – 1070 m]. Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D13 : Analyse croisée de la longueur et de la lithologie des cirques élémentaires

Croisement lithologie / longueur																				
Khi ² (valeur observée) = 72,355				Khi ² (valeur critique) = 37,652				p-value = < 0,0001				alpha = 0,05		Degré de liberté = 25						
	loA			loB			loC			loD			loE			loF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
CALC	11	2,938	22,1	20	15,180	1,530	12	21,927	4,494	13	14,418	0,140	2	3,156	0,423	0	0,381	0,381	58	29,090
GN	17	14,741	0,346	91	76,162	2,891	113	110,012	0,081	60	72,341	2,105	10	15,833	2,149	0	1,911	1,911	291	9,483
GR	7	9,827	0,813	38	50,775	3,214	66	73,341	0,735	68	48,227	8,107	13	10,555	0,566	2	1,274	0,414	194	13,849
MIG	8	7,548	0,027	35	38,997	0,410	58	56,329	0,050	35	37,040	0,112	13	8,107	2,953	0	0,978	0,978	149	4,530
MIX	5	5,927	0,145	36	30,622	0,945	44	44,232	0,001	24	29,085	0,889	5	6,366	0,293	3	0,768	6,483	117	8,755
SCH	6	13,019	3,784	59	67,264	1,015	110	97,159	1,697	65	63,888	0,019	15	13,983	0,074	2	1,688	0,058	257	6,648
total	54	54	27,237	279	279	10,005	403	403	7,058	265	265	11,372	58	58	6,459	7	7	10,224	1066	72,355

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. loA :]93 m – 200 m], loB :]200 m – 350 m], loC :]350 m – 550 m], loD :]550 m – 850 m], loE :]850 m – 1300 m], loF :]1300 m – 1850 m].

Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D14 : Analyse croisée de la largeur et de la lithologie des cirques élémentaires

Croisement lithologie / largeur																				
Khi ² (valeur observée) = 44,37				Khi ² (valeur critique) = 37,652				p-value = 0,01			alpha = 0,05			Degré de liberté = 25						
	laA			laB			laC			laD			laE			laF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
CALC	9	3,428	9,058	21	17,084	0,897	17	19,805	0,397	4	6,583	1,014	4	7,073	1,335	3	4,026	0,262	58	12,964
GN	22	17,198	1,341	85	85,717	0,006	110	99,366	1,138	29	33,031	0,492	30	35,488	0,849	15	20,201	1,339	291	5,164
GR	16	11,465	1,794	46	57,144	2,173	63	66,244	0,159	25	22,021	0,403	30	23,659	1,700	14	13,467	0,021	194	6,250
MIG	6	8,806	0,894	56	43,889	3,342	40	50,878	2,326	12	16,913	1,427	21	18,171	0,441	14	10,343	1,293	149	9,722
MIX	4	6,915	1,229	33	34,463	0,062	44	39,951	0,410	13	13,280	0,006	14	14,268	0,005	9	8,122	0,095	117	1,807
SCH	6	15,189	5,559	73	75,702	0,096	90	87,756	0,057	38	29,172	2,672	31	31,341	0,004	19	17,841	0,075	257	8,463
total	63	63	19,874	314	314	6,577	364	364	4,488	121	121	6,014	130	130	4,333	74	74	3,085	1066	44,370

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. laA :]97 m – 200 m], laB :]200 m – 350 m], laC :]350 m – 550 m], laD :]650 m – 850 m], laE :]650 m – 850 m], laF :]850 m – 2011 m].

Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Tabl. D15 : Analyse croisée de l'amplitude et de la lithologie des cirques élémentaires

Croisement lithologie / amplitude																				
Khi ² (valeur observée) = 80,596				Khi ² (valeur critique) = 37,652				p-value = < 0,0001			alpha = 0,05			Degré de liberté = 25						
	amA			amB			amC			amD			amE			amF			Total	
	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	No	Nth	χ ²	N	χ ²
CALC	15	3,700	34,514	27	23,124	0,650	11	17,901	2,660	4	9,141	2,891	1	3,809	2,071	0	0,326	0,326	58	43,112
GN	15	18,563	0,684	129	116,018	1,453	86	89,811	0,162	45	45,861	0,016	16	19,109	0,506	0	1,638	1,638	291	4,458
GR	5	12,375	4,395	59	77,345	4,351	64	59,874	0,284	46	30,574	7,783	17	12,739	1,425	3	1,092	3,334	194	21,573
MIG	9	9,505	0,027	68	59,404	1,244	45	45,986	0,021	20	23,482	0,516	7	9,784	0,792	0	0,839	0,839	149	3,439
MIX	11	7,463	1,676	50	46,646	0,241	34	36,110	0,123	13	18,439	1,604	8	7,683	0,013	1	0,659	0,177	117	3,835
SCH	13	16,394	0,703	92	102,462	1,068	89	79,318	1,182	40	40,503	0,006	21	16,876	1,008	2	1,447	0,212	257	4,179
total	68	68	41,998	425	425	9,007	329	329	4,432	168	168	12,817	70	70	5,815	6	6	6,526	1066	80,596

No : Effectif observé, Nth : Effectif théorique. amA :]20 m – 100 m], amB :]100 m – 200 m], amC :]200 m – 300 m], amD :]300 m – 400 m], amE :]400 m – 600 m], amF :]600 m – 1070 m].

Les cases surlignées en jaune correspondent aux croisements entre modalités caractérisés par des effectifs observés significativement différents des effectifs théoriques.

Table des matières

REMERCIEMENTS	3
SOMMAIRE	5
INTRODUCTION GENERALE	7
* Une recherche sur la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire	9
* Une recherche sur la variabilité temporelle du rythme de l'érosion en contexte glaciaire	10
* Une recherche la chronologie des paléoenglacements quaternaires	11
1° PARTIE :	
Les cadres de l'étude	13
Chapitre 1 : L'impact géomorphologique des glaciations quaternaires : approches historique et épistémologique	15
Introduction	15
1-Antiglacialistes, ultraglacialistes et transactionnels	15
2- L'apport et les méthodes de la géomorphologie dynamique	18
2.1- La physique des processus d'érosion glaciaire	18
2.1.1- L'abrasion	18
2.1.2- Le <i>plucking</i>	20
2.1.3- Le rôle des eaux sous-glaciaires	23
2.2- Mesurer la vitesse de l'érosion glaciaire	24
2.2.1- Des mesures directes de la vitesse des processus élémentaires	25
2.2.2- Des estimations indirectes de la vitesse de l'érosion	26
3- Une géomorphologie des formes renouvelée	27
3.1- Les travaux français sur les socles englacés des hautes latitudes : les dépôts corrélatifs au renfort d'une géomorphologie des formes	27
3.2- Le statut de la forme en géomorphologie dynamique	28
3.2.1- Le modèle d'érosion glaciaire différentielle de Sugden	29
3.2.2- La mise au point d'outils d'analyse morphométrique	32
3.2.3- Des travaux de modélisation théorique de l'évolution du relief	35
4. Quantifier la vitesse de l'érosion glaciaire	36
4.1- L'apport des flux sédimentaires en transit dans les torrents proglaciaires	36
4.1.1- Le principe de la méthode et la signification des taux d'érosion qu'elle produit	36
4.1.2- Les plages de vitesse obtenues à partir de cette méthode	36
4.1.3- Peut-on ouvrir la « boîte noire » ?	40
4.2- Les quantifications fondées sur la méthode volumique	44
4.2.1- Des vitesses de dénudation glaciaires à différents pas de temps	44
4.2.2- Des vitesses de recul de paroi à différents pas de temps	47

4.3- Quantifier la dénudation sous-glaciaire	51
4.3.1- Les méthodes fondées sur une quantification des volumes mis en creux	51
4.3.2 – L’apport des datations par nucléides cosmogéniques produits in situ en matière de quantification de la vitesse de l’érosion glaciaire	54
Conclusion	59

Chapitre 2 : L’inscription des paléoenglacements dans l’espace est-pyrénéen	61
--	-----------

Introduction	61
1- Le cadre morphostructural	61
1.1- La structure de la haute chaîne axiale	63
1.2- Les grandes lignes de la structure de l’avant-pays ariégeois	63
2- L’emprise spatiale des paléoenglacements	67
2.1- Un fort contraste de façades	67
2.2- La part du gradient climatique	70
2.3- La configuration topographique des bassins glaciaires	74
3- La variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire	74
3.1- La signification morphologique des <i>plas</i>	81
3.2- Une géographie des paléotopographies néogènes	81
3.3- La question des altérites	82
Conclusion	83

2° PARTIE : Le cadre spatio-temporel des paléoenglacements est-pyrénéen	85
--	-----------

Chapitre 3 : La chronologie des paléoenglacements pyrénéens. État de la question	87
---	-----------

Introduction	87
1- L’exception monoglaciale	87
2- La réhabilitation du polyglacialisme	88
2.1- La chronologie relative des cycles glaciaires quaternaires	88
2.2- Données radiométriques et chronologie des cycles glaciaires quaternaires	93
3- Le Würm : une nouvelle exception pyrénéenne ?	96
3.1- Un modèle chronologique élaboré versant nord	96

3.2- Une confirmation du modèle chronologique sur le versant sud ?	101
3.3- un modèle chronologique contesté.....	110
3.4- L'apport du nucléide cosmogénique produit <i>in situ</i> ^{10}Be	112
Conclusion et perspectives de recherche	120
* <i>Chronologie relative et chronologie absolue des cycles glaciaires quaternaires</i>	120
* <i>Chronologie relative et chronologie absolue du cycle glaciaire würmien</i>	121
Chapitre 4 : Méthodes de reconstitution des stades d'englacement.	
Des chronologies relatives aux chronologies absolues	123
Introduction	123
1- Cartographier les séquences de forme et reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements	123
1.1- Distinguer les dépôts würmiens et pré-würmiens	124
1.2- Distinguer les différents stades d'englacement würmiens	126
1.2.1- Les marqueurs morphologiques et sédimentaires des stades de déglaciation.....	126
* <i>Les constructions morainiques latérales et frontales</i>	126
* <i>Les dépôts de marge juxtaglaciale</i>	127
* <i>De la forme construite à la notion de stade de déglaciation</i>	128
1.2.2- Morphostratigraphie, chronologie relative et emprise spatiale des paléoenglacements würmiens	128
1.3- Reconstituer l'emprise des paléoenglacements dans les zones d'accumulation	129
* <i>Le modelé des versants</i>	130
* <i>L'altitude de la LEG reconstituée sur la base de plusieurs méthodes croisées</i>	130
* <i>La topographie du bassin glaciaire</i>	131
2- Des chronologies relatives aux chronologies absolues : dater les stades d'englacement	131
2.1- Dater les remplissages fluvioglaciaires par OSL	132
2.1.1- Qu'est-ce que la thermoluminescence et l'OSL ?.....	132
2.1.2- Les remplissages sédimentaires susceptibles de faire l'objet de datations OSL	132
2.1.3- Des tests préliminaires en vue de datations par OSL.....	133
2.2- Dater les remplissages sédimentaires par ^{14}C	134
2.2.1- Les remplissages sédimentaires susceptibles de faire l'objet de datations ^{14}C	134
2.2.2- Rechercher des supports de datation fiables	134
* <i>Analyse minéralogique des sédiments</i>	134
* <i>Aucune datation AMS ^{14}C réalisée sur sédiments glaciolacustres brut</i> .	134
* <i>Recherche de macro et microrestes contenus dans les sédiments</i>	135
2.3- Dater les stades d'englacement par le cosmonucléide produit <i>in situ</i> ^{10}Be	135
2.3.1- L'utilisation des cosmonucléides en géomorphologie (bases théoriques)	135
* <i>Qu'est-ce qu'un nucléide cosmogénique produit <i>in situ</i> ?</i>	136

* Concentration et taux de production in situ : deux notions différentes...	136
* Variation du taux de production en fonction de la profondeur	136
* Taux de production et intensité du rayonnement cosmique secondaire ..	137
* Taux de production et écran topographique	140
* Taux de production et écrantage par recouvrement	140
* Standard AMS et décroissance radioactive du ^{10}Be	141
* Évolution temporelle de la concentration en ^{10}Be produit in situ	142
2.3.2- Applications possibles des cosmonucléides en géomorphologie	143
* L'utilisation d'un seul cosmonucléide	143
* L'utilisation d'un couple de cosmonucléides	144
2.3.3- La stratégie d'échantillonnage	146
* Une logique de datation des stades d'englacements würmiens et pré- würmiens	146
* Une logique méthodologique	148
Conclusion	152

Chapitre 5 : L'emprise spatiale des paléoenlacements quaternaires	153
--	------------

Introduction	153
* Le bassin glaciaire ariégeois	153
* Le système glaciaire localisé sur la marge sud-est du massif du Carlit	153
1- Le bassin ariégeois	155
1.1- Le glacier de l'Ariège dans le bassin de Tarascon	155
1.1.1- Une chronoséquence complète sur la retombée septentrionale du massif de Tabé	155
* Les jalons pré-würmiens du col du Rouy	155
* La séquence würmienne	159
- Un transect au niveau de Cazenave	159
- Un transect au niveau d'Allens et de Serres	160
- Un transect entre Arnave et le Col d'Ijou	160
- Un transect entre Bompas et le Cap de Gigoul.....	160
- En direction de Mercus et de Garrabet (rive droite Ariège).....	162
* Premiers éléments de chronostratigraphie.....	162
1.1.2- Les complexes terminaux de Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière.....	162
1.1.3- Les séquences de formes dans la vallée de Saurat	166
* Les jalons pré-würmiens.....	168
* La séquence würmienne.....	168
1.1.4- Les séquences de formes dans la vallée de la Courbières	170
* Les jalons pré-würmiens.....	170
* La séquence würmienne	171
- Un transect au niveau de Gourbit	171
- La séquence de formes localisée sur l'ubac de Rabat-les-Trois-Seigneurs	171
1.1.5- Éléments de paléogéographie glaciaire dans le bassin de Tarascon.....	173
1.2- Les lobes terminaux du glacier de l'Ariège dans le bassin de	

Foix-Montgaillard et en aval de la cluse de Foix	173
1.2.1- La séquence de dépôts glaciaires associée à la diffluence de St Paul de Jarrat.....	175
* <i>Les dépôts fluvioglaciaires de St Paul de Jarrat :</i> <i>un jalon du MEG Würm</i>	175
* <i>Les jalons d'un englacement pré-würmien généralisé</i>	175
- <i>La formation d'Antras</i>	175
- <i>Les blocs erratiques de Caraybat</i>	175
1.2.2- La marge occidentale du bassin de Foix-Montgaillard et la basse Barguillère	177
* <i>Les jalons du MEG Würm</i>	177
* <i>Les jalons d'un englacement pré-würmien généralisé</i>	178
- <i>Sur la retombée orientale de l'Arize</i>	178
- <i>La séquence de formes et de dépôts dans la Barguillère</i>	178
1.2.3- Les raccords avec les nappes fluvioglaciaires de la plaine de Pamiers.....	183
1.3- Les glaciers de l'Ariège et du Vicdessos en amont de Tarascon	186
1.3.1- Le complexe morainique du col de Larnat : un site clé.....	186
1.3.2- Les raccords avec le bassin glaciaire du Vicdessos	189
* <i>Les séquences de formes et de dépôts dans le vallon de Miglos</i>	189
* <i>Les séquences de formes et de dépôts dans la vallée de Gnioure</i>	192
* <i>Les séquences de formes et de dépôts en rive droite du Vicdessos,</i> <i>de Lapège à Génat</i>	192
- <i>Les jalons pré-würmiens</i>	192
- <i>La séquence würmienne au droit de Lapège</i>	192
- <i>La séquence würmienne au droit de Génat</i>	193
* <i>Éléments de paléogéographie glaciaire en bas Vicdessos</i>	197
1.3.3- Les raccords avec la vallée de l'Ariège.....	198
* <i>Dans le prolongement amont de la vallée d'Arnave,</i> <i>la rive droite de l'Ariège et les raccords avec</i> <i>les glaciers locaux issus du massif de Tabe</i>	198
- <i>Les transects du Quié de Lujat et du Roc de la Lauzate</i>	198
- <i>Le transect de la soulane d'Appy-Denladel</i>	202
- <i>Le transect de la soulane d'Axiat-Trimouns</i>	202
- <i>Éléments de paléogéographie et proposition de raccord avec les</i> <i>stades d'englacement définis dans le bassin de Tarascon</i>	205-
<i>Dans le prolongement amont du Col de Larnat,</i> <i>la zone de confluence Ariège/Aston</i>	205
- <i>Un transect en rive droite de la vallée d'Aston au niveau de Larcet</i>	205
- <i>Les marges septentrionales du plateau de Beille</i>	206
- <i>Le paléoenglacement des Plas de l'Aston</i>	210
1.4- Les glaciers de l'Ariège dans le bassin d'Ax-les-Thermes	211
* <i>La marge sud du bassin d'Ax-les-Thermes</i>	211
* <i>Les raccords avec la marge nord du bassin d'Ax-les-Thermes</i>	214
* <i>L'obturation de Goulours-La Forge et paléogéographie de la</i> <i>diffluence ariégeoise dans la vallée de la Lauze</i>	216
1.5- Synthèse paléogéographique des stades d'englacement définis sur le bassin glaciaire ariégeois	219
* <i>Paléogéographie et chronologie relative des stades</i> <i>d'englacement pré-würmiens</i>	219

* <i>Un englacement MEG Würm généralisé</i>	219
* <i>Quatre stades würmiens de déglaciation clairement individualisés</i>	221
2- La façade méditerranéenne du domaine d'étude : le cas de la marge sud-est du massif du Carlit	222
2.1- L'emprise spatiale maximale des paléoenglacements würmiens et pré-würmiens	224
2.1.1- Dépôts würmiens et le pré-würmiens des complexes terminaux et implications paléogéographique	224
2.1.2- L'emprise spatiale du MEG Würm	224
* <i>Les enseignements du vallum frontal de Mont-Louis : MEG Würm et stade Barrès</i>	225
* <i>Paléogéographie de l'englacement MEG Würm et Barrès sur les plateaux du Carlit</i>	228
* <i>Paléogéographie MEG Würm et Barrès des principaux émissaires glaciaires issus des plateaux du Carlit</i>	231
2.2- La séquence de déglaciation des premiers stades de retrait post-maximum à l'entrée des cirques	231
2.2.1- La déglaciation des langues de la Têt et d'Angoustrine.....	231
* <i>Le stade Borde : le premier stade de net amaigrissement de la masse de glace</i>	231
* <i>Les stades Bouillouses aval et Bones Hores et la disjonction Têt-Angoustrine</i>	231
- <i>Aux stades Bouillouses-aval, la diffluence Têt-Angoustrine est encore fonctionnelle</i>	231
- <i>Au stade Bones Hores, la disjonction des langues de la Têt et d'Angoustrine est effective</i>	231
* <i>Les stades Grave-aval</i>	231
2.2.2- La déglaciation sur les plateaux du Carlit et les émissaires glaciaires orientaux	234
* <i>Éléments de paléogéographie du stade Borde</i>	234
* <i>Les derniers stades de déglaciation sur le plateau des Étangs</i>	234
* <i>Les moraines openwork du secteur Soccarades</i>	234
2.2.3- Des restes d'altérites jusqu'au cœur du domaine englacé.....	236
* <i>Les placages d'arènes en position de marge glaciaire</i>	236
* <i>Les placages d'arènes situés au cœur du domaine englacé</i>	237
- <i>Le site de la Balmette</i>	237
- <i>Les altérites des Forats</i>	240
2.3- Les formations à blocs des cirques.....	240
2.3.1- Des cordons morainiques aux formes singulières	240
2.3.2- L'apport de la tourbière fossile de la Grave-amont.....	243
2.3.3- Des glaciers rocheux	243
Conclusion	245
* <i>L'emprise spatiale des maxima d'englacement würmiens et pré-würmiens</i>	245
* <i>Un scénario détaillé de la déglaciation würmienne</i>	245

Introduction	247
---------------------------	------------

1- Chronologie des stades d'englacement würmiens : Le cas de la marge sud-est du massif du Carlit..... 247

1.1- Une stratégie d'échantillonnage classique	247
<i>*Deux types de surfaces rocheuses</i>	<i>248</i>
<i>* La position des sites d'échantillonnage dans la séquence würmienne....</i>	<i>249</i>
1.2- Lecture et interprétation des résultats	250
<i>* Une forte cohérence interne des âges ¹⁰Be.....</i>	<i>250</i>
<i>* Chronologie du cycle glaciaire würmien sur la base de cette série de données ¹⁰Be</i>	<i>252</i>
1.3- Discussions.....	253
<i>* Concernant l'âge du MEG Würm.....</i>	<i>253</i>
<i>* Concernant la déglaciation Alleröd de l'auge de la Têt</i>	<i>254</i>
<i>* Un schéma de déglaciation plus complexe si on intègre les données ¹⁴C de la Grave</i>	<i>254</i>
<i>-Une déglaciation aussi précoce est-elle compatible avec un MEG Würm récent ?</i>	<i>255</i>
<i>-Les datations par les cosmonucléides ¹⁰Be et ¹⁴C obtenues sur le bassin de la Têt sont-elles compatibles entre elles ?</i>	<i>255</i>
1.4- Les problèmes qui restent à résoudre	256
1.4.1- Concernant la chronologie tardiglaciaire des cirques de la Grave-amont	256
1.4.2- Concernant l'interprétation globale de la série de datations ¹⁰ Be	257
1.5- Un échantillonnage ¹⁰ Be à finalité méthodologique	257
1.5.1- Une stratégie d'échantillonnage originale.....	257
1.5.2- Des résultats inattendus	262
1.5.3- Discussions.....	262
<i>* Les preuves de l'existence d'héritages d'exposition sur les faces aval des verrous E et G</i>	<i>262</i>
<i>- Les âges ¹⁰Be obtenus sur les faces aval des verrous E et G sont incompatibles avec les chronologies isotopiques globales mais aussi avec la chronologie pyrénéenne du Würm.....</i>	<i>262</i>
<i>-De plus, ces âges ¹⁰Be supposent le maintien de placages de tills sur le sommet des verrous E et F-G durant plusieurs dizaines de millénaires, ce qui paraît difficilement concevable... ..</i>	<i>264</i>
<i>* Les données obtenues sur le verrou P confirment l'existence d'héritages d'exposition sur les surfaces en position de face aval</i>	<i>264</i>
<i>* Le cas du verrou I</i>	<i>264</i>
<i>* L'âge à 11,3 ± 2,5 ka sur le sommet du verrou P relance la question de la chronologie tardiglaciaire des cirques Grave-amont</i>	<i>265</i>
<i>* Des résultats porteurs de sens en termes de fonctionnement de l'érosion sous-glaciaire</i>	<i>265</i>
1.6- Conclusions partielles	266

2- Chronologie des stades d'englacement würmiens : le cas du bassin glaciaire ariégeois..... 264

2.1- La position des sites dans la séquence würmienne	267
2.1.1- Les sites associés au MEG Würm	267

* <i>Le site col Ijou-Ardoulens (site A)</i>	267
* <i>Le site de Larnat (site B)</i>	270
* <i>Le site de Larcet (site C)</i>	270
* <i>Le verrou du Barri (site D)</i>	271
2.1.2- Les sites associés au stade Garrabet	274
* <i>Le site Ginabat (site E)</i>	274
* <i>Les verrous Pujols (sites F et G)</i>	275
2.1.3- Les sites associés aux stades Bompas-Arignac et Bernière	275
* <i>Le site Bompas (site H)</i>	279
* <i>Le site Bernière (site I)</i>	279
2.1.4- Les sites postérieurs au stade Bernière	280
* <i>Le verrou de Perles (site J)</i>	280
* <i>Le verrou d'Ax-les-Thermes (site K)</i>	281
* <i>Le verrou de Freychinèdes (site L)</i>	283
2.2- Résultats et discussions	283
2.2.1- Un MEG Würm antérieur au MIS	285
* <i>A propos du bloc C1</i>	286
* <i>A propos du bloc D2</i>	286
* <i>Éléments de chronologie concernant le MEG Würm</i>	288
2.2.2- Chronologie des stades Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière	289
2.2.3- Chronologie de la déglaciation post-Bernière	290
3- Éléments de chronologie pré-würmienne	292
3.1- Essai de datation des trois générations de moraines du Carol	292
3.1.1- La position des sites et la logique d'échantillonnage	292
* <i>Les échantillons associés à la moraine würmienne (Site Carol A)</i>	292
* <i>Les échantillons associés à la moraine rissienne (Site Carol B)</i>	292
* <i>Les échantillons associés à la moraine ancienne M3</i> <i>(Site Carol C et D)</i>	295
3.1.2- Résultats et discussions	298
* <i>Des blocs erratiques en relation avec les stades pré-würmiens trop</i> <i>altérés pour dater efficacement ces stades d'englacement</i>	298
* <i>Un MEG Würm contemporain du MIS 2</i>	299
3.2- Les datations pré-Würm du bassin glaciaire ariégeois	299
* <i>Le bloc de Caraybat (site Ariège M)</i>	300
* <i>Les blocs du pic de Balme (site Ariège N) et</i> <i>du col de Bene (site Ariège O)</i>	300
Conclusion	300
* <i>La chronologie des stades d'englacement pré-würmiens reste</i> <i>fondamentalement basée sur des critères relatifs</i>	300
* <i>Des progrès significatifs en termes de chronologie du cycle glaciaire würmien</i>	302

3° PARTIE :

Recherche sur la variabilité spatio-temporelle de l'érosion en contexte glaciaire..... 305

Chapitre 7 : Variabilité temporelle du rythme de l'érosion au cours du dernier cycle glaciaire : le cas de la marge sud-est du massif du Carlit 307

Introduction 307

1- Le cadre de l'étude 308

1.1- Un conservatoire de formes et de dépôts glaciaires 308

1.2- Le cadre spatio-temporel des paléoenglacements würmiens 308

1.2.1- La géométrie et la composition de l'enregistrement sédimentaire... 308

1.2.2- La chronologie de l'enregistrement sédimentaire 309

2- Une quantification fondée sur la méthode volumique 311

2.1- La quantification des volumes sédimentaires 311

2.2- Une quantification des vitesses de dénudation globale à l'échelle de l'ensemble du bassin glaciaire 314

2.3- Une quantification des vitesses de recul de paroi 317

3- Les résultats 319

4- Discussions 323

4.1- Concernant la fiabilité des quantifications 323

4.1.1- Le volume sédimentaire comptabilisé est-il représentatif de la réalité du transit sédimentaire survenu durant le cycle glaciaire würmien ? 323

4.1.2- La variabilité temporelle du rythme de la dénudation observée entre la phase de progression et la phase de déglaciation traduit-elle une réalité géomorphologique ou un artéfact lié à la durée des intervalles de temps pris en compte? 325

4.2- Une crise paraglaciale fini-würmienne 328

4.3- Des outils pour mieux contraindre la dénudation würmienne 329

4.3.1- Relais sédimentaire antérieur au Würm et dénudation würmienne 329

4.3.2- Provenances sédimentaires, processus et dénudation sous-glaciaire würmienne 330

* *Le cas de l'unité des cirques*..... 330

* *Le cas de l'unité de déglaciation* 330

* *Le cas de l'unité terminale* 331

Conclusion : vers un modèle d'évolution du relief en contexte glaciaire 334

Chapitre 8 :	
Morphométrie des cirques	
et variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire quaternaire dans l’est des Pyrénées.....	335

Introduction	335
<i>* Une recherche sur les modalités de façonnement des cirques glaciaires est-pyrénéens</i>	<i>336</i>
<i>* Les cirques comme marqueur de la variabilité spatiale de l’empreinte glaciaire quaternaire.....</i>	<i>337</i>

1- Cirques glaciaires et morphométrie : mise au point méthodologique et conceptuelle.....	337
1.1- Définir et délimiter un cirque glaciaire	337
1.2- Définir et tracer les paramètres morphométriques	339

2- Méthodologie de l’analyse morphométrique des cirques glaciaires est-pyrénéens.....	342
2.1- Des paramètres descriptifs	344
2.1.1- Les paramètre de taille	344
2.1.2- Les paramètres de forme	346
2.2- Des paramètres explicatifs	346
2.2.1- Renseigner le cadre structural	346
2.2.2- Renseigner la topographie préglaciaire	348
2.2.3- L’apport des paramètres de position	349
<i>* Approcher le contexte paléoclimatique</i>	<i>350</i>
<i>* Approcher la durée des phases d’englacement quaternaires.....</i>	<i>350</i>
2.3- Les traitements statistiques	350
2.3.1- Les analyses descriptives univariées	351
2.3.2- Test de dépendance et de significativité.....	351
<i>* Le test d’indépendance du χ^2</i>	<i>351</i>
<i>* La significativité par case</i>	<i>353</i>
2.3.3- Allométrie ou isométrie des cirques glaciaires	353

3- Résultats de l’analyse morphométrique.....	355
3.1- Caractéristiques morphométriques des cirques glaciaires est-pyrénéens.....	355
3.1.1- Le cadre géographique des cirques glaciaires est-pyrénéens	355
<i>* La répartition spatiale</i>	<i>355</i>
<i>* Le cadre morpho-structural (topographie préglaciaire et lithologie)</i>	<i>357</i>
<i>* Les orientations préférentielles</i>	<i>358</i>
3.1.2- Le calibre et la forme des cirques glaciaires est-pyrénéens	360
<i>* Des cirques élémentaires de taille relativement réduite.....</i>	<i>360</i>
<i>* Des cirques de forme très circulaire quel que soit le rang</i>	<i>361</i>
<i>* Des cirques glaciaires relativement peu surcreusés</i>	<i>361</i>
3.2- Homométrie ou hétérométrie des cirques glaciaires est-pyrénéens (résultats des analyses bivariées).....	371
3.2.1- Existe-il une variabilité de la taille des cirques en fonction de leur position géographique ?.....	372
<i>* Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et « massifs d’appartenance »</i>	<i>372</i>
<i>* Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et</i>	

« orientation »	373
* Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et altitude des plateaux des cirques glaciaires occidentaux	374
3.2.2- Existe-il une variabilité de la taille des cirques en fonction du contexte morphostructural ?	374
* Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et les types de crête	374
* Résultats des analyses bivariées entre paramètres de taille et la « lithologie »	375
3.3- Allométrie ou isométrie des cirques glaciaires est-pyrénéens	377
3.3.1- Une question d'échelle des formes ?	377
3.3.2- Une question de localisation géographique ?	378
Conclusion et éléments de discussions	380
CONCLUSION GÉNÉRALE	383
1- Des progrès significatifs en termes de connaissance des paléoenglacements	
Quaternaires	383
* Des emprises spatiales MEG Würm et pré-würm précisées sur le bassin glaciaire ariégeois.....	383
* La chronologie des cycles glaciaires quaternaires reste fondamentalement relative	385
* Une paléogéographie et une chronologie détaillée du cycle glaciaire würmien.....	387
- Un englacement MEG Würm généralisé.....	388
- Les premières phases de retrait dans les vallées	389
- La déglaciation des hautes vallées et des cirques.....	389
- Dater le MEG Würm	389
- D'amples fluctuations intra-würmiennes jusqu'alors inaperçues	390
- Dater les stades de déglaciation	391
2- Une quantification de la variabilité spatio-temporelle du rythme de l'érosion en contexte glaciaire dans une montagne méditerranéenne	392
* L'inefficacité relative de l'érosion glaciaire proprement dite : une évidence à l'échelle du Würm.....	392
* L'efficacité géomorphologique ponctuelle des crises paraglaciaires.....	394
* Un impact géomorphologique des paléoenglacements discret à l'échelle du Quaternaire	395
* Modéliser la vitesse de creusement des cirques	397
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	399
TABLE DES FIGURES	431
TABLE DES TABLEAUX	437
ANNEXES	439
TABLE DES MATIÈRES	519

Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées

Résumé : L'objectif de cette étude est d'évaluer la part de l'empreinte glaciaire dans les paysages de la haute montagne aux latitudes moyennes. Peut-on transposer au Quaternaire la très grande efficacité de l'érosion glaciaire mesurée actuellement dans certaines montagnes et faire de cet agent le principal acteur de la morphogenèse ? Doit-on au contraire constater une forte résilience des paléoformes tertiaires et donc la faiblesse relative de l'érosion glaciaire ? Le domaine est-pyrénéen offre un terrain privilégié en raison du fort contraste nord-sud qui caractérise l'emprise spatiale et l'impact géomorphologique des paléoenglacements quaternaires. Deux axes de recherche complémentaires structurent ce travail. Le premier concerne la chronologie et la paléogéographie des glaciations quaternaires. Une cartographie géomorphologique détaillée permet de reconstituer les paléoemprises glaciaires. La production et l'exploitation de 81 datations ^{10}Be fournissent une nouvelle vision du cycle würmien et contribuent au débat sur le caractère synchrone ou asynchrone des paléoenglacements de montagne, donc de la réponse continentale aux changements globaux. Sur ces bases chronologiques et cartographiques, le deuxième axe de ce travail vise à mesurer la variabilité spatio-temporelle de l'empreinte géomorphologique des glaciations. Il est possible (i) d'apprécier, pour le cycle würmien, la tranche érodée globale (~ 5 m) et la variabilité temporelle de l'érosion glaciaire grâce à la quantification du volume sédimentaire mobilisé sur le Sud Carlit, (ii) de mesurer et tenter d'expliquer la variabilité spatiale de l'empreinte glaciaire quaternaire à travers une analyse morphométrique de l'ensemble des cirques du domaine d'étude.

Mots-clés : Pyrénées, Quaternaire, glaciation, paléoenvironnement, chronologie, datations cosmogéniques ^{10}Be , datations radiocarbone, taux d'érosion glaciaire, paraglaciale, périglaciaire, cartographie géomorphologique, système d'information géographique (SIG), morphométrie.

Timing and geomorphological impact of Quaternary glaciations in the Eastern Pyrenees

Summary : *This work aims to quantify the impact of glacial erosion on mountain landscapes in the mid latitudes. How reliably can the often high glacier erosion rates measured in the present be extrapolated to the entire Quaternary period, typically leading to the conclusion that glacial erosion has been the main driver of landscape evolution? How much evidence is there to support the alternative view that many Cenozoic landforms have survived Quaternary glaciation, thus pointing instead to the relative modesty of the glacial imprint? Because of sharp contrasts in the spatial distribution of glacial landforms across the Eastern Pyrenees, this region was chosen as the main study area for testing the two perceptions of glaciated landscape evolution outlined above. The approach begins by addressing the chronology and palaeogeography of Quaternary glaciation across the study area. Detailed geomorphological mapping first allowed to establish the extent of former ice fields. The production and interpretation of 81 in situ-produced ^{10}Be ages has further assisted in capturing the chronology of the Würmian cycle in the Pyrenees. These results nourish an extensive discussion on ice recession chronologies within and between mid-latitude mountain ranges, and hence on the response of mountain glaciation to global change. This discussion leads on to the second major topic of the study, which involves quantifying the spatial variability of glacial erosion during successive stages of the Würmian cycle. Results based on cosmogenic nuclides and on systematic estimates of mapped glacial and paraglacial deposit thicknesses indicate that mean Würmian erosion depths on the southern part of the Carlit ice field did not exceed 5 m. A systematic attempt is also made to analyse the spatial variability of Quaternary glacial erosion in terms of cirque morphometry across the entire study area.*

Key words : *Pyrenees, Quaternary, glaciation, paleoenvironment, chronology, dating, glacial erosion rates, paraglacial, periglacial, geomorphological mapping, geographic information system (GIS), morphometry*

Thèse de Doctorat en Géographie.

Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne et Laboratoire de Géographie Physique " Pierre Birot"
UMR-CNRS 8591, 1 place Aristide Briand 92250 Meudon.